



Collision continentale et chemins P-T. L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales)

Michel Ballevre

► To cite this version:

Michel Ballevre. Collision continentale et chemins P-T. L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales). Sciences de la Terre. Université Rennes 1, 1986. Français. NNT : . tel-00594545

HAL Id: tel-00594545

<https://theses.hal.science/tel-00594545>

Submitted on 20 May 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

M. BALLEVRE

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-18-1

collision continentale et chemins P - T

L'UNITE PENNIQUE DU GRAND PARADIS

(ALPES OCCIDENTALES)

MEMOIRES ET DOCUMENTS

*du Centre Armoricaïn
d'Etude Structurale
des Socles*

n° 19



Rennes 1988

**MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

N° 19

M. BALLEVRE

**Collision continentale et chemins P-T :
l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales).**

**Thèse de l'Université de Rennes I
soutenue le 13 Juin 1986**

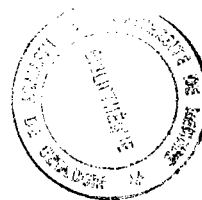
INSTITUT de GÉOLOGIE de RENNES	
Numéro d'inventaire Bibliothèque	5391

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex
(France)**

1986

ISSN : 0755-978-X

ISBN : 2-905532-18-1



**Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I – Campus de Beaulieu
35042 – RENNES Cédex (France)**

M. BALLEVRE (1986)

Collision continentale et chemins P – T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales).

Mem. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes 19, 340 p.

Testament d'Emileus Penninus

Je veux que mes cendres reposent
sous le Grand-Paradis, au milieu de
ces schistes lustrés que j'ai tant aimés.

Emileus Penninus

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans la confiance et l'aide que
m'ont accordées Pierre CHOUKROUNE et Jean-Robert KIENAST.

Qu'ils en soient ici remerciés.

Bien d'autres géologues ont été mis à contribution, à Rennes, à
Paris et ailleurs.

Qu'ils soient tous également remerciés.

Un hommage particulier doit cependant être rendu aux géologues
italiens, au premier rang desquels figure Giulio ELTER, dont les
connaissances sur Cogné et sa région s'étendent bien au-delà de notre
propos. Ce travail lui est dédié.



ABSTRACT :

The Western Alps result from the collision between the European and Austroalpine palaeomargins. This work focuses on the structure, the deformation and the P-T history of the Gran Paradiso nappe, a Pennine unit representing the most internal part of the European palaeomargin in the Aosta valley (Italian Alps).

First, this work is devoted to the analysis of the structure and the deformation of the studied area. Chapter 1 summarizes and investigates the geometry of the nappe pile : it shows that the Dent-Blanche nappe can be separated in two independent units, which have suffered different alpine histories. Chapter 2 describes the superposed units in the Cogne area. The lower one (Money unit) possibly belongs to the Briançonnais basement. The Gran Paradiso nappe is thrust over the Money unit and is made of a prealpine basement. Relics of Mesozoic cover are locally observed. The upper units are dismembered parts of the oceanic crust which have been thrust over the European palaeomargin. The alpine deformation is described in Chapter 3. In the Gran Paradiso, an heterogeneous deformation has allowed undeformed lenses of prealpine basement to be preserved. In contrast, undeformed rocks are not observed within oceanic units, where the deformation seems to be more homogeneous. The main deformation event within both units displays a northward -dipping foliation and an E-W trending stretching lineation. This deformation occurred in albite-epidote amphibolite facies conditions (i.e. around 500°C, 6-8 kbar). Kinematic indicators reveal an overthrusting towards the West and are associated with nappe movements.

The second part of this work is a detailed study of the P-T history of the Gran Paradiso nappe. For this purpose, eclogitic metabasites have been systematically collected. Three types of eclogites have been distinguished. Type I present garnet + omphacite + glaucophane + quartz + phengite associations. Type II and type III are zoisite-bearing eclogites : they display garnet + omphacite + zoisite + sphene (type II) or garnet + omphacite + zoisite + dolomite + paragonite + phengite + sphene (type III) parageneses. Estimated P-T conditions for the eclogitic metamorphism are 500-550°C, 12-16 kbar. High-pressure associations are more or less overprinted by albite-epidote amphibolite assemblages. They show that the retromorphic history occurred during an isothermal decompression. The fluid phase played a major role during the reaction history : buffering was the dominant process during the eclogitic stage but infiltration controls the location and the extent of retrograde reactions.

At last, the tectonic history of the Western Alps is discussed. A comparison between the studied area and the Sesia zone shows how P-T paths are linked to thrusting events and reveal the thickening history of the Alpine chain. It is proposed to separate two major events during the collision history. The first one occurred during the Cretaceous and is related to the collision between European and Austroalpine plates and the overstacking of their margins. The second event is associated with a migration of the deformation towards the European foreland. This overall piggyback sequence of thrusting from the Briançonnais zone to the Jura is dated from the Eocene-Oligocene boundary to the Pliocene.

SOMMAIRE

5 Introduction.

- 5 1. Présentation géologique des Alpes occidentales.
- 9 2. Présentation du travail

1ère partie : Structure et déformation des unités penniques de la région de Cogne (Val d'Aoste, Italie).

17 Chapitre I - La "nappe de la Dent Blanche" : deux unités austroalpines indépendantes.

41 Chapitre II - Les unités penniques de la région de Cogne : lithologie et structure.

- 41 II-1 Les unités penniques de la région de Cogne : constitution lithologique et structure antéalpine.
 - 41 1. Introduction.
 - 43 2. Constitution lithologique et structure antéalpine de la croûte européenne : le Grand Paradis.
 - 48 3. Constitution lithologique et structure antéalpine de la croûte océanique : les "schistes lustrés".
- 54 II-2 Structure des unités penniques.
 - 54 1. Le contact Grand Paradis - "schistes lustrés".
 - 56 2. Les unités océaniques ("schistes lustrés").
 - 57 3. Le massif du Grand Paradis.

69 Chapitre III - Les unités penniques de la région de Cogne : déformation et déplacement.

- 69 III-1 Introduction.
- 71 III-2 Le caractère hétérogène de la déformation finie : description et signification.
 - 71 1. Répartition des zones non déformées.
 - 73 2. Les zones de cisaillement à la bordure N du massif du Grand Paradis.
 - 82 3. Déformation hétérogène et reliques antéalpines dans le vallon de Bardoney.
 - 90 4. Synthèse et discussion.
- 93 III-3 La déformation D2.
 - 95 1. Caractéristiques géométriques de la déformation D2.
 - 96 2. Intensité et régime de la déformation D2.
 - 101 3. Relations déformation/métamorphisme.
- 103 III-4 La déformation D1.
 - 103 1. Reliques éclogitiques et déformation synéclogitique.
 - 103 2. Structure, déformation et histoire des lentilles éclogitiques.
 - 110 3. Conclusion.
- 111 III-5 Conclusion : déformation et déplacement.

2ème partie : Les éclogites du massif du Grand Paradis : histoire P-T.

117 Chapitre I - Introduction.

121 Chapitre II - Analyse texturale et minéralogique des trois types d'éclogites.

- 121 II-1 Analyse texturale et minéralogique des éclogites GP I.
121 1. Analyse texturale.
123 2. Analyse minéralogique.
- 129 II-2 Analyse texturale et minéralogique des éclogites GP II.
130 1. Analyse texturale.
135 2. Analyse minéralogique.
150 3. Conclusion.
- 153 II-3 Une brève description des éclogites GP III.
153 1. Analyse texturale.
154 2. Analyse minéralogique.
159 3. Conclusion.

163 Chapitre 3 - Histoire P-T des éclogites.

- 163 III-1 Introduction.
163 1. La notion d'équilibration : définition et conséquences.
172 2. Méthodes d'évaluation des histoires réactionnelles et des conditions P-T.
- 178 III-2 Histoire prograde et équilibration éclogitique.
178 1. La transition entre les faciès schiste bleu et éclogite un rappel des données de base.
184 2. Relations de phase dans les éclogites.
191 3. Géothermobarométrie des éclogites.
- 202 III-3 Histoire rétrograde.
202 1. La transition entre les faciès schiste bleu, schiste vert et amphibolite dans les metabasites : bases de l'analyse.
206 2. Analyse de la rétrograde dans les éclogites du Grand Paradis.
211 3. Estimation des conditions P-T de la rétrograde.
- 223 III-4 Conclusion : histoire P-T des éclogites du massif du Grand Paradis.
224 1. Histoire prograde.
224 2. Équilibration éclogitique.
225 3. Histoire rétrograde.
226 4. Conclusion.

229 Chapitre IV - Fluides et éclogites : une approche du comportement de la phase fluide durant l'histoire réactionnelle des éclogites.

- 229 IV-1 Introduction.
229 1. La notion de la phase fluide.
233 3. Comportement de la phase fluide.
234 4. Conclusion.
- 235 IV-2 La phase fluide durant l'épisode synéclogitique.
235 1. La phase fluide dans les éclogites du Grand Paradis : Introduction.
235 2. Comportement de la phase fluide dans les éclogites.
241 3. Conclusion.

242	IV-3	Nature et comportement des fluides durant la rétro-morphose.
242		1. Modèle réactionnel.
246		2. Discussion.
251	IV-4	Fluides et éclogites : du modèle réactionnel à l'histoire tectonique.
251		1. Un faux problème.
		2. Du modèle réactionnel...
253		3. ... à l'histoire tectonique.
253		4. Conclusion.
257	<u>3ème partie : Conclusion : collision continentale et chemins P-T sur la transversale du Val d'Aoste (Alpes occidentales).</u>	
257	I	Introduction.
260	II	Structure et déformation des deux unités étudiées.
260		1. Le massif du Grand Paradis.
262		2. La zone Sesia-Lanzo.
265		3. Discussion.
267	III	Comparaison des chemins P-T-t du Grand Paradis et des micaschistes éclogitiques.
267		1. Histoire P-T.
273		2. Age de la déformation et du métamorphisme.
277	IV	Histoire de la collision.
277		1. Les modèles thermiques : intérêt et limites.
279		2. La collision alpine : un processus en deux tapes majeures.
284	V	Conclusion.
287	<u>Références bibliographiques.</u>	

Annexes :

313	Annexe I.
317	Annexe II.
329	Annexe III.

INTRODUCTION

L'analyse de l'histoire P-T d'une portion de croûte est un moyen pour reconstituer les processus tectoniques dans lesquels cette unité a été impliquée à grande échelle. Cette technique s'est révélée particulièrement prometteuse et efficace en ce qui concerne les étapes précoces de la collision continentale (Oxburgh et Turcotte, 1977; England et Thompson, 1984).

Les Alpes occidentales sont un exemple classique de chaîne de collision. Si l'empilement des différentes unités crustales y a été décrit dès le début du siècle (Lugeon et Argand, 1905; Argand, 1911), l'histoire P-T de ces unités n'est qu'imparfaitement connue. Jusqu'à présent, seules quelques unités ont fait l'objet d'analyses détaillées : mica-schistes éclogitiques en zone Sesia-Lanzo (Lardeaux et al., 1982; Rubie, 1984), zone de Zermatt-Saas Fee (Dal Piaz et Ernst, 1978; Ernst et Dal Piaz, 1978), Vanoise en zone briançonnaise (Goffé et Velde, 1984). Ce travail est consacré à l'analyse de la structure, de la déformation et de l'histoire P-T de l'unité pennique du Grand Paradis.

Après avoir brièvement rappelé le contexte géologique dans lequel ce travail s'insère, j'en résumerai les principales étapes.

I - Présentation géologique des Alpes occidentales

L'histoire géologique des Alpes occidentales comprend 3 étapes majeures. La première étape (Trias - Crétacé) est l'ouverture d'un bassin océanique, à la limite entre les domaines laurasien au N et gondwanien au S. La deuxième étape (Crétacé - Miocène) est la fermeture de ce bassin océanique, à laquelle succède la collision des deux paléomarges : le résultat final est la chaîne alpine. La troisième étape (Pliocène - actuel) est l'ouverture des bassins méditerranéens, qui entraîne une dislocation partielle de la chaîne alpine (individualisation du bloc corso-sarde lors de l'ouverture du bassin algéro-provençal par exemple).

1. La géométrie initiale du système (fig. 0.1) contrôle en partie les modalités de la collision. Le domaine océanique d'orientation NE-SW (Téthys ligure), sépare les croûtes continentales européenne et africaine et est limité par deux zones transformantes (Gibraltar au S et nord-pennique au N).

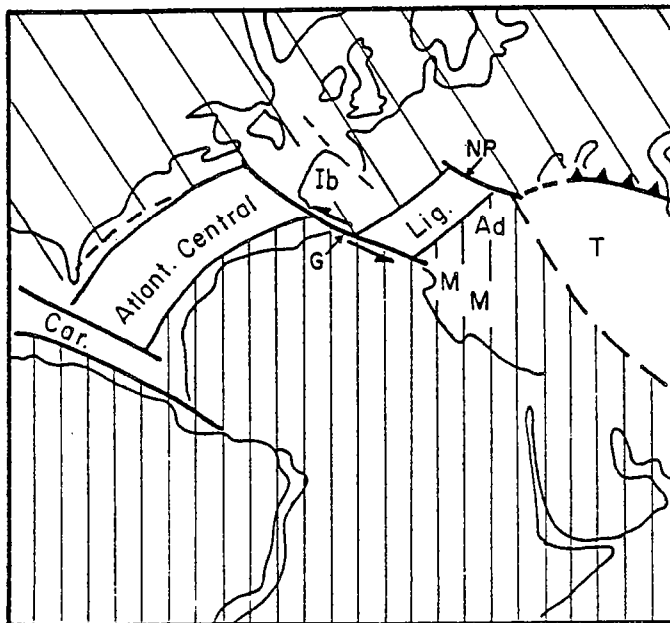
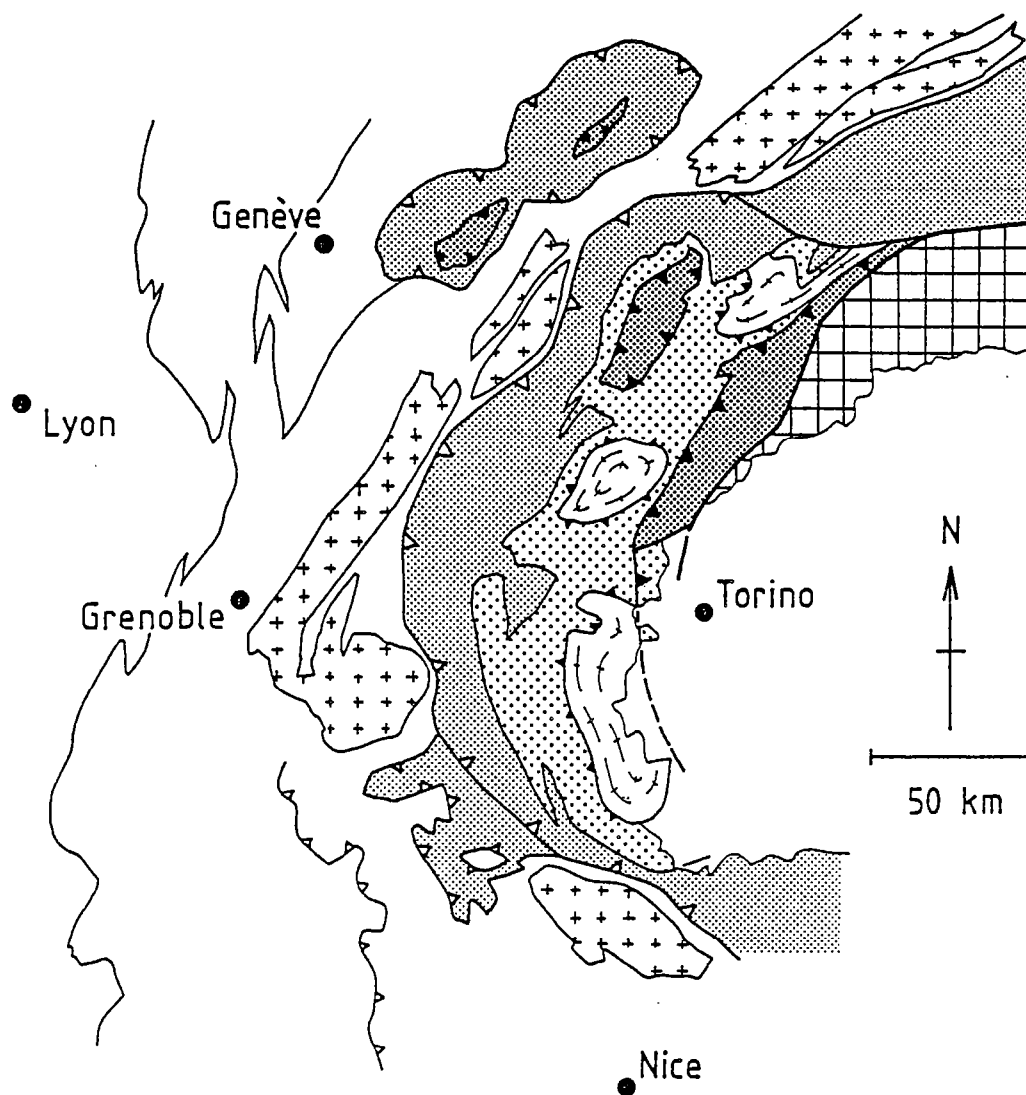








Fig.0-1 - Géométrie anté-collision du domaine alpin, à la fin du Jurassique (d'après Lemoine, 1984). Les domaines océaniques (Atlantique central, Ligure et Téthys) sont limités par des zones transformantes (Caraïbe, Gibraltar et Nord-Pennique). L'indépendance des "microplaques" ibérique et apulo-adriatique par rapport aux plaques européenne et africaine est hypothétique.

Si les données géophysiques ont permis une reconstitution précise du mouvement relatif Europe-Afrique (Dewey et al., 1973; Bijou-Duval et al., 1977), des incertitudes demeurent sur le mouvement de l'Ibérie par rapport aux deux plaques Europe et Afrique et sur l'existence éventuelle d'une microplaque "apulo-adriatique". Ces incertitudes ne permettent pas de reconstituer l'histoire de la collision grâce à la cinématique des plaques.

Les données géologiques montrent que les marges du domaine océanique sont de type passif (Lemoine, 1984 et 1985) : paléofailles normales et paléoblocs basculés ont été observés aussi bien sur la marge européenne (Dauphiné, Provence) que sur la marge africaine (Dolomites).



EUROPE			OCÉAN	AFRIQUE	
HELNETIQUE	PENNIQUE				
dauphi- nois	briançon- nais	piémon- tais	ligure	austro- alpin	sud- alpin
					

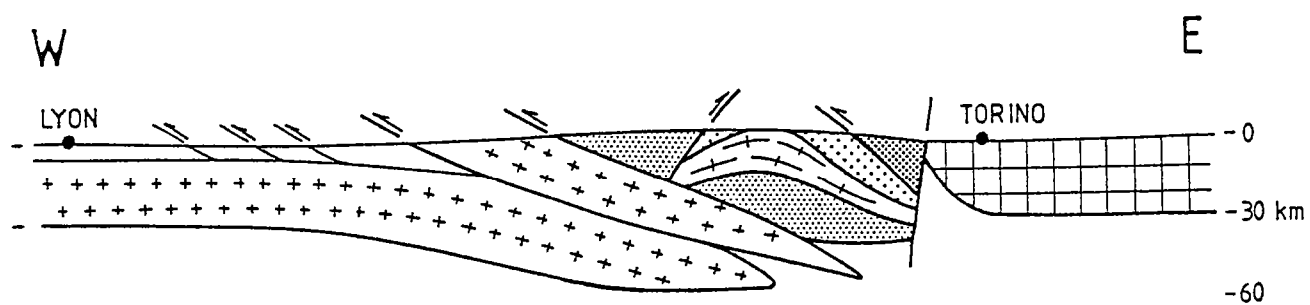


Fig.0-2 (en haut) et 0.3 (en bas) - Carte et coupe simplifiées des Alpes occidentales.

2. La géométrie actuelle de la chaîne (fig. 0.2) résulte de la collision des deux paléomarges après la disparition du domaine océanique : la paléomarge africaine (unités austro-alpines) chevauche le domaine océanique, lui-même charrié sur la paléomarge européenne. Cette dernière a été subdivisée en plusieurs unités, les plus internes (zones penniques) chevauchant les plus externes (zone dauphinoise = helvétique).

Les données géophysiques (Perrier et Vialon, 1980; Ménard et Thouvenot, 1984) ont mis en évidence d'importantes variations de la profondeur du Moho de part et d'autre d'une discontinuité crustale majeure (ligne insubrienne). A l'W de cette discontinuité, la profondeur du Moho croît régulièrement des zones externes vers les zones internes, jusqu'à des valeurs de l'ordre de 60 km (fig. 0.3) : l'épaississement crustal est le résultat de l'empilement d'écaillés crustales lors de la collision alpine. A l'E de la ligne insubrienne, l'épaisseur de la croûte continentale est normale (environ 30 km), sauf à proximité de la ligne insubrienne, où le manteau est sub-affleurant (fig. 0.3).

Les observations géologiques (Debelmas et Kerckhove, 1980) montrent l'existence d'un gradient d'intensité de la déformation et du métamorphisme, qui augmentent d'W en E, c'est-à-dire des zones externes vers les zones internes (fig. 0.4). Ce gradient s'accompagne d'une variation de l'âge des épisodes tectonométamorphiques majeurs (fig. 0.4), qui sont tardifs dans les zones externes (Mio-Pliocène) et précoces dans les zones internes (Crétacé).

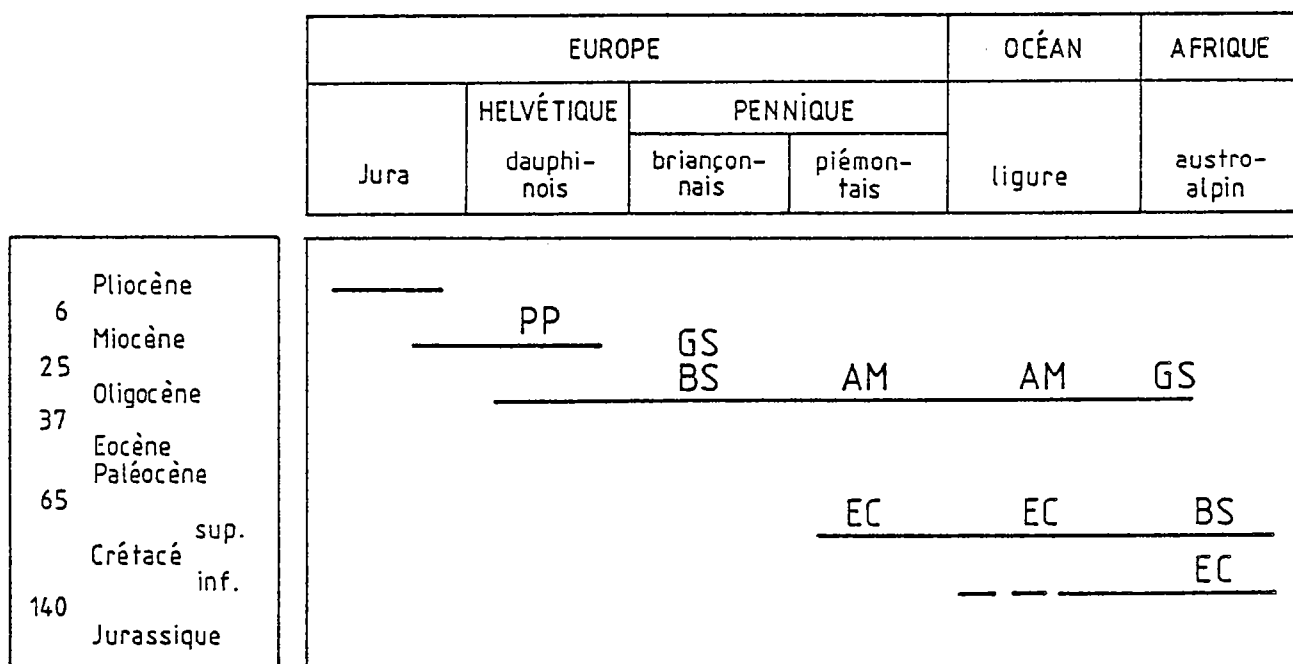


Fig.0-4 - Age et extension des principaux épisodes tectonométamorphiques dans les Alpes occidentales. L'intensité du métamorphisme est indiquée par les initiales du faciès correspondant (PP : prehnite - pumpellyite ; GS : schiste vert ; BS : schiste bleu ; EC : éclogite ; AM : albite-épidote amphibolite).

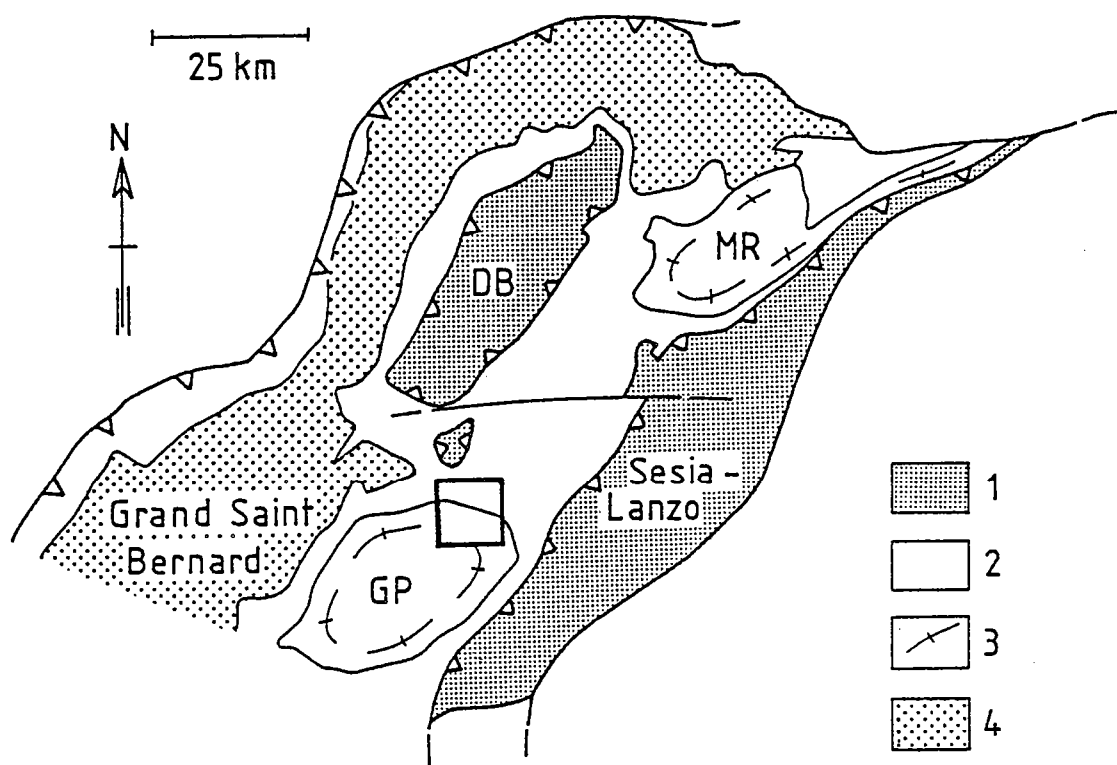


Fig.0-5 - Situation de la région étudiée dans les Alpes occidentales. 1. unités austroalpines (DB : Dent-Blanche) ; 2 : unités océaniques ; 3 : unités penniques internes (GP : Grand Paradis ; MR : Mont Rose) ; 4 : unités penniques externes.

3. Le secteur étudié (fig. 0.5) est situé dans les zones internes, au S du val d'Aoste (Italie). Il comprend deux unités majeures : le massif du Grand Paradis représente la partie distale de la paléomarge européenne, sur laquelle ont été charriées des écailles ophiolitiques ("schistes lustrés") c'est-à-dire la croûte océanique. La tectonique majeure, d'âge éoalpin (Crétacé), s'accompagne d'un métamorphisme de HP/BT (faciès éclogite), plus ou moins oblitéré lors de la remontée vers la surface de ces unités (rétromorphose en faciès amphibolite à albite-épidote).

II - Présentation du travail

1. L'analyse de la structure et de la déformation des unités penniques de la région de Cogne (Val d'Aoste, Italie) fait l'objet de la première partie.

La structure générale des zones internes des Alpes nord-occidentales (transversale du Val d'Aoste) est rappelée et réexaminée dans le chapitre 1. Les klippes austroalpines de la "nappe de la Dent Blanche", qui constituent classiquement l'unité sommitale de l'édifice alpin, appartiennent en fait à deux unités distinctes, qui opposent non seulement leur position dans la croûte austroalpine avant la collision mais aussi leur histoire tectonométamorphique alpine.

Avant les déformations tardives = alpines s.s. (rétrocharriages, etc.), l'édifice de nappes comprenait de bas en haut : (i) la nappe du Grand Paradis - Mont Rose, qui représente les portions les plus internes de la paléomarge européenne, (ii) les unités océaniques de la zone de Zermatt - Saas Fee et (iii) les unités austroalpines de la nappe de l'Emilius. Ces trois unités majeures ont en commun une histoire éclogitique d'âge éoalpin (Crétacé).

Le chapitre 2 est consacré à l'analyse de la structure des deux unités basales de cet édifice : la nappe du Grand Paradis et les unités océaniques ("schistes lustrés"). Une cartographie détaillée dans un secteur restreint (le vallon de Bardoney, au SE de Cogne) a permis de compléter les informations existantes sur (i) la constitution lithologique et la structure antéalpine et (ii) la structure alpine de ces deux unités.

Le massif du Grand Paradis est en fait constitué de deux unités majeures : l'unité du Grand Paradis, constituée d'orthogneiss ocellés et de paragneiss polymétamorphiques, chevauche l'unité du Money, caractérisée par la présence de micaschistes graphiteux à intercalations conglomératiques, monométamorphiques, et d'orthogneiss hyperalcalins.

Les unités océaniques sont charriées sur l'unité du Grand Paradis. Toutes les caractéristiques classiques de la croûte océanique du domaine ligure y sont observables (hétérogénéité du substratum et des couvertures).

La déformation alpine des deux unités étudiées est décrite dans le chapitre 3.

Si la déformation est relativement homogène dans les unités océaniques, elle est par contre fortement hétérogène dans l'unité du Grand Paradis où des zones non déformées sont décrites à la fois dans les ortho- et les paragneiss. Ces observations mettent en évidence une différence de "ductilité" de ces deux unités au cours de leur histoire P-T.

La déformation majeure a lieu en conditions rétro-morphiques (faciès amphibolite à albite-épidote) et est associée à un déplacement des unités de l'E vers l'W. La signification des déformations précoces, en conditions éclogitiques, est discutée.

2. L'histoire P-T de l'unité du Grand Paradis est détaillée dans la deuxième partie de ce travail. Les reliques éclogitiques étant pour l'essentiel préservées au coeur des lentilles de metabasites et aucune analyse pétrologique de ces roches n'étant disponible, la deuxième partie leur est totalement consacrée.

Après avoir rappelé le contexte structural et envisagé la nature originelle des protolithes des éclogites (chapitre 1), le chapitre 2 est une description détaillée de la texture et de la minéralogie des trois types distingués d'éclogites.

Il est alors possible de discuter l'évolution des conditions P-T à laquelle ces roches ont été soumises (chapitre 3) : cette histoire P-T est essentiellement caractérisée par une décompression isotherme. Une approche du comportement de la phase fluide lors des processus réactionnels est enfin tentée (chapitre 4), afin d'expliquer la préservation des paragenèses éclogitiques au coeur des lentilles basiques.

3. Ces données structurales (première partie) et pétrologiques (deuxième partie) permettent une discussion de l'histoire de la collision dans les Alpes occidentales (troisième partie). Cette discussion est menée sous la forme d'une comparaison des histoires tectono-métamorphiques des parties distales des deux paléomarges, européenne (Grand Paradis) et austroalpine (micaschistes éclogitiques en zone Sesia-Lanzo).

La confrontation de l'histoire tectonométamorphique de ces deux unités avec les données géochronologiques et les modèles thermiques permet de comprendre et de préciser les étapes précoces de la collision continentale dans les Alpes occidentales : l'empilement de nappes est réalisé dès le Crétacé (épisode éoalpin) puis est fortement déformé il y a environ 40 Ma (épisode alpin s.s.), l'évolution thermique des unités impliquées étant essentiellement due à la tectonique éoalpine.

1^{ère} PARTIE

STRUCTURE ET DEFORMATION DES
UNITÉS PENNIQUES DE LA REGION
DE COGNE (val d'Aoste, Italie)

CHAPITRE 1

la « nappe de la Dent-Blanche » : deux
unités austroalpines indépendantes

- I -

LA "NAPPE DE LA DENT BLANCHE" :

DEUX UNITES AUSTRALPINES INDEPENDANTES

L'édifice alpin en val d'Aoste comprend classiquement, de bas en haut, les nappes du Grand Paradis - Mont Rose, les "schistes lustrés" et la nappe de la Dent Blanche. Ainsi défini, l'empilement de nappes met en évidence la superposition durant la collision alpine de la croûte austroalpine (nappe de la Dent-Blanche) sur la croûte océanique ("schistes lustrés"), elle-même charriée sur la croûte européenne (nappes du Grand Paradis - Mont Rose). Cette conception rencontre toutefois plusieurs difficultés :

1. La première difficulté résulte d'une meilleure connaissance des unités penniques des Alpes nord-occidentales. Les "schistes lustrés" du Valais (région de Zermatt et Saas-Fee) et du val d'Aoste (au N de la Doire, dans les vallées de Valtournanche et d'Ayas) ont été subdivisés en deux unités distinctes, de provenance paléogéographique et d'histoire métamorphique différentes (Dal Piaz et al., 1972; Kienast, 1973). A la base, la zone de Zermatt est constituée de croûte océanique typique, ayant subi un métamorphisme éclogitique d'âge éoalpin (Crétacé). Au sommet, la zone du Combin comprend des séries sédimentaires post-triasiques s'étant déposées sur l'une ou l'autre des deux paléomarges (européenne ou austroalpine) et n'ayant subi qu'un métamorphisme en faciès schiste vert, avec de rares reliques d'un épisode précoce en faciès schiste bleu. La superposition de ces deux unités est tardive, post-éclogitique.

L'empilement de nappes comprend donc, au N du val d'Aoste, de bas en haut, la nappe du Mont Rose, la zone de Zermatt, la zone du Combin et la nappe de la Dent Blanche (klippes de la Dent Blanche, du Mont Mary et du Pillonet). Dès lors, plusieurs questions se posent en ce qui concerne le S du val d'Aoste :

- la distinction des zones de Zermatt et du Combin est-elle possible ?
- sur quelle unité de "schistes lustrés" repose la nappe de la Dent Blanche (klippes de l'Emilius, du Glacier Rafray et de la Torre Ponton) ?

2. Une deuxième difficulté du schéma classique apparaît lorsque l'on compare la constitution lithologique et l'histoire métamorphique des différentes klippes de la nappe de la Dent Blanche. Plusieurs différences entre klippes au N et au S du val d'Aoste doivent en effet être expliquées :

- la caractérisation de deux types d'unités - c'est-à-dire la série d'Arolla (granitoïdes d'âge Paléozoïque supérieur) et la série de Valpelline (granulites antéalpines) - n'est possible que dans les klippes au N du val d'Aoste.
- les séries mésozoïques - c'est-à-dire la couverture sédimentaire du socle antéalpin - ne sont elles aussi connues que dans les klippes au N du val d'Aoste.

- les klippen au S du val d'Aoste ont été affectées par une intense déformation ductile en faciès éclogite, qui n'a jamais été observée dans les klippen au N du val d'Aoste.

Ces deux difficultés rendaient au début de mon travail quelque peu confuse la structure de la "nappe de la Dent Blanche" et incertaine la nature de l'empilement de nappes. Aussi ai-je discuté l'ensemble des problèmes. Cette discussion a fait l'objet d'une note, en collaboration avec Jean-Robert Kienast et Jean-Paul Vuichard, parue aux *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 79, p. 57-74, qui est reproduite intégralement dans ce chapitre.

Trois conclusions essentielles se dégagent de ce travail :

1. Cette discussion met en évidence au sein de la "nappe de la Dent-Blanche" l'existence de deux unités majeures qui diffèrent à la fois par leur position au sein de la croûte austroalpine avant la collision et par leur histoire tectonométamorphique alpine. Ces deux unités ont été désignées par les termes "unité inférieure de la 'nappe de la Dent Blanche'" et "unité supérieure de la 'nappe de la Dent Blanche'". Cette terminologie est lourde : aussi proposons nous les termes de "nappe de l'Emilius" et "nappe de la Dent Blanche (sensu stricto)", qui seront utilisés par la suite dans ce travail.
2. Cette étude permet d'intégrer les structures de la région de Cogne dans l'ensemble des Alpes nord-occidentales. Même si les rétrocharriages y ont modifié l'empilement initial des nappes, celui-ci peut cependant y être établi sans difficulté : il comportait, de bas en haut, la nappe du Grand Paradis (paléomarge européenne), les unités océaniques éclogitiques de la zone de Zermatt et la nappe de l'Emilius (paléomarge austroalpine).
3. Une corrélation entre les différentes unités austroalpines dans les Alpes occidentales est proposée : en particulier, la nappe de l'Emilius est l'équivalent de l'unité des "micaschistes éclogitiques" en zone Sesia-Lanzo.

Depuis la rédaction de cette note, ont été publiés plusieurs travaux ayant un rapport direct avec la "nappe de la Dent Blanche" :

1. Escher et Masson (1984) font le point des travaux suisses actuels sur la région du Cervin : ils soulignent, en accord avec nos conceptions (i) l'absence de paragenèses éclogitiques dans les unités du Combin - Arolla - Valpelline, et (ii) l'existence d'une bande de "schistes lustrés" au sein des gneiss d'Arolla, le Mésozoïque étant donc là aussi lié à la série d'Arolla et non à celle de Valpelline.
2. La distinction de deux unités indépendantes au sein de la "nappe de la Dent Blanche" apparaît clairement, quoique implicitement, sur le schéma structural de Baldelli et al. (1985, fig. 1), les auteurs distinguant les unités éclogitiques (e) des unités non-éclogitiques.

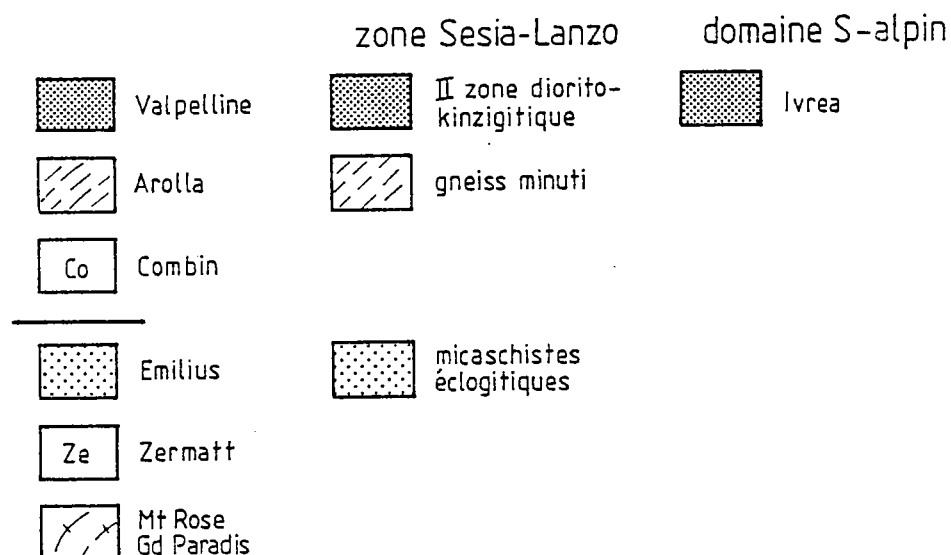
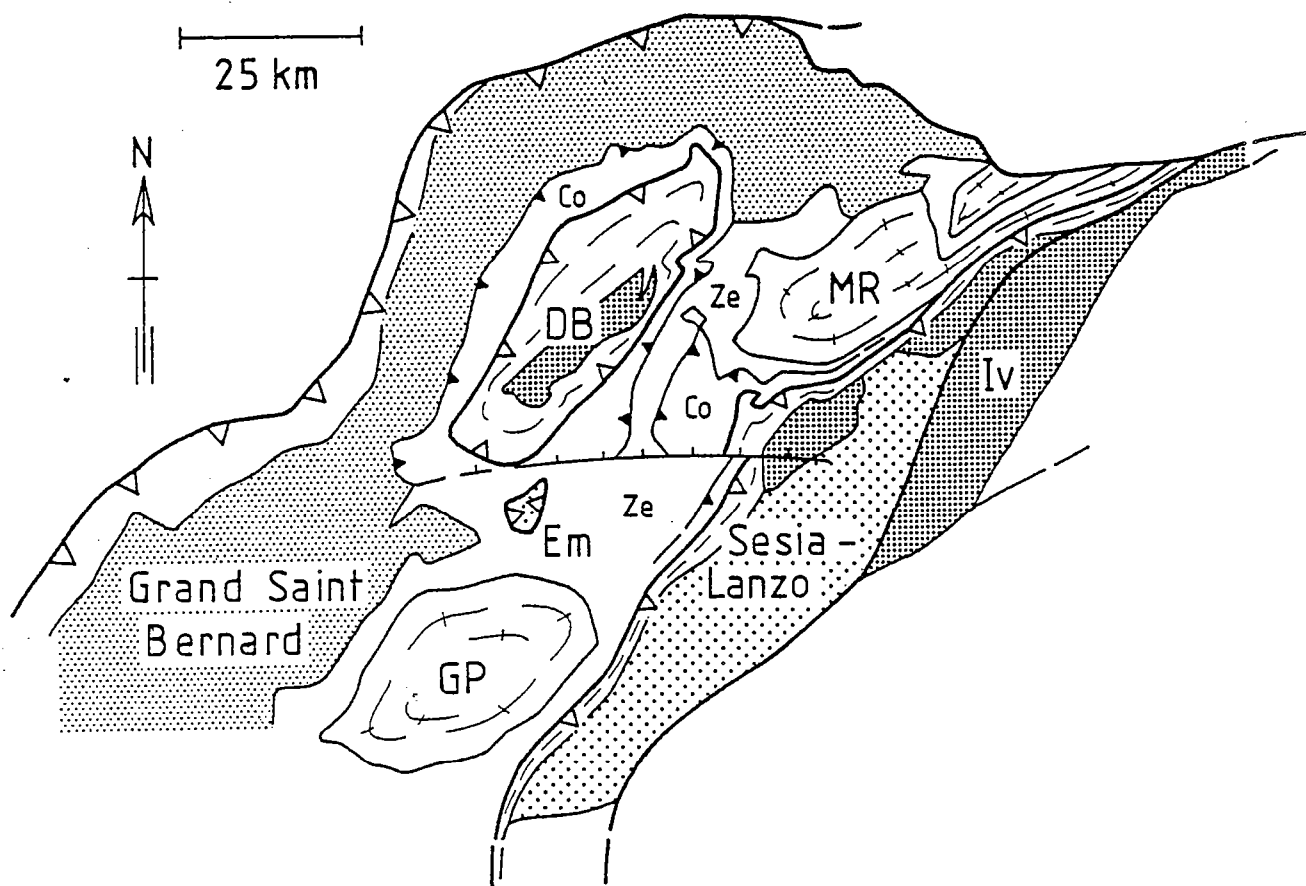


Fig.1-0- Les unités austroalpines des Alpes occidentales. Co : Combin ; DB : Dent-Blanche ; Em : Emilius ; GP : Grand Paradis ; Iv : Ivrea ; MR : Mont Rose ; Ze : Zermatt-Saas Fee.

3. Hunziker (1986) développe au contraire les conceptions traditionnelles. Le domaine austroalpin est subdivisé en un élément inférieur (Arolla + gneiss minuti + micaschistes éclogitiques) et un élément supérieur (Valpelline + II D.K.) : l'élément inférieur a subi un métamorphisme éoalpin "with increasing pressure gradient from NE-SW and ranging from normal greenschist - through blueschist - to eclogite-facies conditions".

Eclogae geol. Helv.	Vol. 79	Nr. 1	Pages 57-74	Bâle, avril 1986
---------------------	---------	-------	-------------	------------------

La «nappe de la Dent-Blanche» (Alpes occidentales): Deux unités austroalpines indépendantes

Par MICHEL BALLÈVRE¹⁾, JEAN-ROBERT KIENAST²⁾ et JEAN-PAUL VUICHARD¹⁾

RÉSUMÉ

Dans les Alpes occidentales, le domaine austroalpin comprend la zone Sesia-Lanzo et la «nappe de la Dent-Blanche». Dans cette dernière, des observations nouvelles (écaïlles d'Etirol-Levaz et «klippes» au sud du val d'Aoste) et les données publiées permettent de distinguer deux unités indépendantes.

L'unité inférieure (écaïlles d'Etirol-Levaz, «klippes» de l'Emilius, du Glacier-Rafray et de la Torre Ponton) est constituée de socle granulitique antéalpin, qui a subi un métamorphisme éclogitique d'âge éoalpin (Crétacé). Cette unité chevauche la zone de Zermatt-Saas Fee et est préservée sous le contact basal de la zone du Combin.

L'unité supérieure (klippes de la Dent-Blanche, du Mont Mary et du Pillonet), où le métamorphisme éclogitique éoalpin est absent, repose sur la zone du Combin. Cette unité comprend, outre des séries de couverture mésozoïque, la série de Valpelline (socle antéalpin granulitique, faible déformation alpine) et la série d'Arolla (granitoïdes et série sédimentaire d'âge Paléozoïque supérieur, intense déformation alpine).

La distinction de ces deux unités contraint les modèles possibles de structure de la croûte austroalpine avant la collision et les modalités de la déformation de cette croûte.

ABSTRACT

The Austroalpine domain of the Western Alps comprises the Sesia-Lanzo zone and the "Dent-Blanche nappe". New observations within the Aosta valley and other published data show that the "Dent-Blanche nappe" consists in fact of two independent units.

The lower unit (Etirol-Levaz slices, Emilius, Glacier-Rafray and Torre Ponton "klippen") is made of prealpine granulitic basement rocks. It is affected by an eclogitic metamorphism of eoalpine age (Cretaceous) and is located at the boundary between the Zermatt-Saas Fee and the Combin units.

The upper unit (Dent-Blanche, Mont Mary and Pillonet klippen) overthrusts the Combin unit and is characterized by a lack of eoalpine eclogitic metamorphism. It comprises a) mesozoic sedimentary cover, b) the Valpelline series, i.e. prealpine granulitic basement rocks with low alpine strains, and c) the Arolla series, i.e. granitoid and cover rocks of Upper Paleozoic age with high alpine strains.

The different history of these two units imposes constraints on a) the structure of the Austroalpine crust before collision and b) the deformation history of this crust.

Introduction

Dans les Alpes occidentales sont classiquement attribués au domaine austroalpin la zone Sesia-Lanzo d'une part et un ensemble de «klippes» qui constituent la «nappe de la Dent-Blanche» d'autre part. Notre propos est ici de montrer que la «nappe de la

¹⁾ Laboratoire de Géologie Structurale, CAESS (CNRS), Université de Rennes I.

²⁾ Laboratoire de Pétrologie Métamorphique, CNRS, Université de Paris VI.

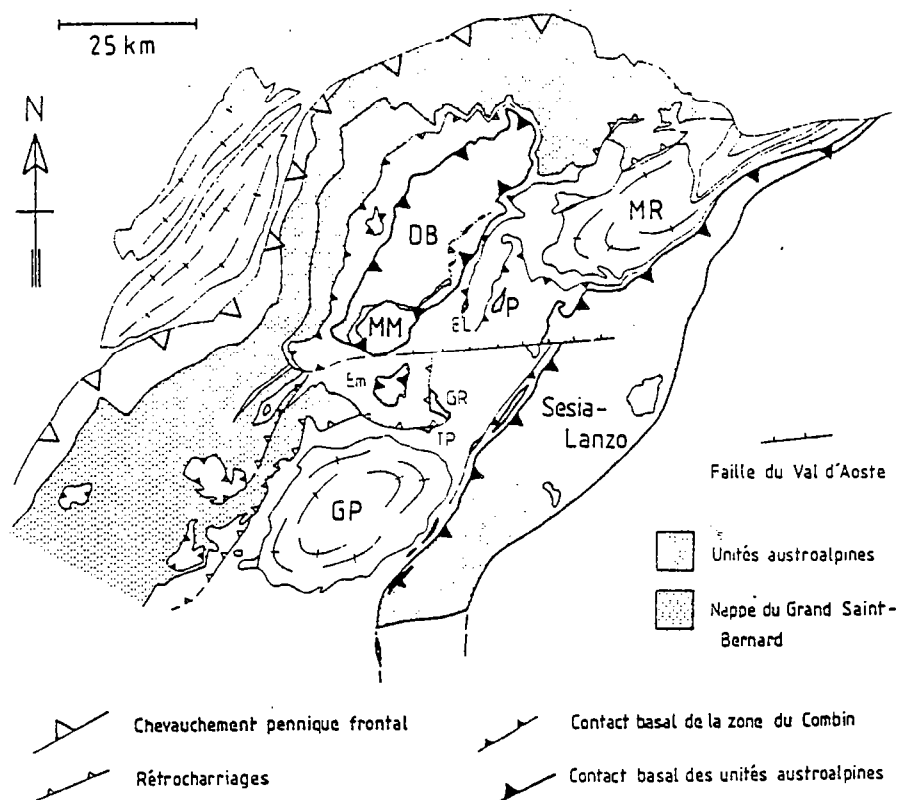


Fig. 1. Schéma structural des Alpes nord-occidentales (modifié d'après HERMANN 1938). MR: Mont-Rose; GP: Grand Paradis. «Nappe de la Dent-Blanche»: unité supérieure (DB: Dent-Blanche, MM: Mont Mary, P: Pilonet), unité inférieure (EL: Etirol-Levaz, EM: Emilius, GR: Glacier-Rafray, TP: Torre Ponton).

Dent-Blanche» doit être subdivisée en deux unités indépendantes, qui diffèrent fondamentalement par leur histoire tectonométamorphique alpine. Nous envisagerons en conclusion les conséquences structurales sur l'histoire de la collision alpine que cette subdivision entraîne.

Dans les Alpes nord-occidentales (fig. 1), les «klippes» de la «nappe de la Dent-Blanche» appartiennent en fait à deux ensembles qu'opposent constitution lithologique, histoire métamorphique et position structurale.

Le premier ensemble, que nous nommerons unité supérieure, n'est connu qu'au nord du val d'Aoste, où il rassemble les klippes de la Dent-Blanche-Mont Mary et du Pilonet. Le deuxième ensemble (unité inférieure) comprend, au sud du val d'Aoste, les «klippes» du Mont Emilius, Mont Glacier-Mont Rafray et de la Torre Ponton. Bien que le terme de klippe soit inexact pour ces trois dernières unités (cf. infra), nous le conserverons par commodité.

Par souci de simplification, nous avons exclu de notre discussion les intercalations gneissiques à affinités austroalpines du val Susa (POGNANTE 1983) ainsi qu'un certain nombre d'écaillés de dimensions restreintes dont l'attribution au domaine austroalpin est encore problématique (Brissogne, Châtillon-St Vincent ...).

1. L'unité supérieure

1.1 Constitution lithologique

Dans les différentes klippes de l'unité supérieure sont distingués un socle paléozoïque et une couverture mésozoïque.

Le socle antéalpin comprend classiquement deux «séries» (ARGAND 1909):

La «série de Valpelline» comprend des paragneiss (parmi lesquels des faciès «kinzigiti-ques»), des marbres et des metabasites, qui tous présentent de belles paragenèses en faciès granulite ou amphibolite de haut grade (NICOT 1977). Ce métamorphisme antéalpin pourrait, par comparaison avec la zone d'Ivrée, être ordovicien (discussion dans ZINGG 1983, p. 380-382).

La «série d'Arolla» est essentiellement constituée de termes orthodérivés variés (granites à diorites), dont l'encaissant serait représenté par des schistes et gneiss paradérivés. A l'exception des reliques magmatiques des faciès orthodérivés, aucun minéral antéalpin n'a été observé, ce qui suggère le caractère monométamorphique et l'âge Paléozoïque supérieur de cette série (THÉLIN & AYRTON 1983).

La couverture mésozoïque est connue dans la klippe du Pillonet (DAL PIAZ 1976) et dans celle de la Dent-Blanche-Mont Mary. Dans cette dernière sont distinguables deux types de séries sédimentaires:

La série du Mont Dolin (HAGEN 1948, WEIDMANN & ZANINETTI 1974, AYRTON et al. 1982) comprend, au-dessus d'un niveau de décollement basal (cargneules), des carbonates triasiques et liasiques puis de fortes épaisseurs de brèches monogéniques puis polygéniques (aux dolomies du Trias s'ajoutent des quartzites et des gneiss de la «série d'Arolla»).

La «zone de Roisan» est caractérisée par l'absence, à la base de la série, de quartzites et d'argilites et évaporites. Au Trias carbonaté (à Diplopores) font suite des calcschistes dont la base (Lias?) contient de rares Bélemnites et des niveaux bréchiques monogéniques à clastes dolomitiques. La série se complète localement (au nord-ouest du lac de Cignana, en rive droite du Valtournanche) par des microquartzites rubanés, à niveaux manganésifères, ferrugineux et phosphatés, qui peuvent être interprétés comme des faciès pélagiques. Les metabasites sont totalement absentes à de rares exceptions près (prasinites stratiformes du Château des Dames).

1.2 Histoire tectono-métamorphique

Les observations disponibles, bien que fragmentaires, permettent de discuter trois problèmes majeurs:

1. Au contact entre les séries d'Arolla et de Valpelline, la présence de zones mylonitiques, à la fois dans les klippes de la Dent-Blanche-Mont Mary (STUTZ & MASSON 1938; DIEHL et al. 1952) et du Pillonet (DAL PIAZ 1976; VOGLER 1984) démontre que ces deux «séries» sont des unités tectoniques en contact anormal, dont la superposition appartient à l'histoire alpine. La couverture mésozoïque paraît ou décollée (Mont Dolin) ou adhérente («zone de Roisan») au socle paléozoïque: elle n'est jamais en contact avec la «série de Valpelline», dont elle est toujours séparée par des écaillés mylonitisées d'orthogneiss de type Arolla.

La «zone de Roisan» est traditionnellement utilisée en tant que limite entre les klippes de la Dent-Blanche et du Mont Mary et est «reliée» à ses deux extrémités à la zone du

Combin. Le Mésozoïque met en fait en évidence l'existence de charriages mineurs entre unités de socle austroalpin, ces charriages étant eux-mêmes localement plissés et écaillés, en particulier au nord du secteur considéré (Punta Cian, Château des Dames, etc.) (ELTER 1960; DAL PIAZ 1976). Dans cette région au moins, la distinction des deux klippe perd toute signification. Il nous paraît également nécessaire de souligner que jamais les séries mésozoïques des zones de Roisan et du Combin ne peuvent être « reliées »: elles ne sont ni physiquement continues, ni lithologiquement semblables.

2. Aucune association éclogitique n'a jamais été observée dans les klippe de l'unité supérieure.

Dans la série de Valpelline, KIENAST & NICOT (1971) ont décrit une paragenèse à chloritoïde-disthène à laquelle ils ont attribués un « âge probable alpin ». Cette hypothèse doit être aujourd'hui abandonnée.

Dans la série d'Arolla, plusieurs auteurs ont mentionnés la présence d'amphiboles « bleues » (dans la klippe de la Dent-Blanche: AYRTON et al. 1982; dans la klippe du Pillonet: DAL PIAZ 1976; VOGLER 1984) et d'un pyroxène « verdâtre » (AYRTON et al. 1982). En l'absence d'étude pétrologique détaillée (la seule analyse disponible (VOGLER 1984) est celle d'une crossite), nous pensons que ces phases précoces appartiennent à la transition entre les faciès schiste bleu et schiste vert (associations à albite + chlorite + glaucophane/crossite + épidote \pm pyroxène aegyrinique dans les metabasites).

Dans le Mésozoïque est signalée au Mont Dolin une « amphibole bleue (mauve) » (AYRTON et al. 1982). J. R. Kienast a découvert, dans les microquartzites rubanés (au-dessus du lac de Cignana), une paragenèse à crossite, spessartine, apatite et hématite. Les rares metabasites observées sont en faciès schiste vert.

Ces observations, si elles excluent totalement l'existence d'un métamorphisme éclogitique dans l'unité supérieure, montrent la nécessité de définir, sur la base d'études pétrologiques détaillées, les conditions du métamorphisme alpin dans les différentes séries: seuls la série d'Arolla et le Mésozoïque semblent avoir subi un métamorphisme à la limite entre les faciès schiste bleu et schiste vert.

3. Sans préjuger des relations originelles entre séries mésozoïques et socles antéalpains (les séries mésozoïques ne semblent toutefois pas pouvoir reposer directement sur un socle antéalpin de type Valpelline), il apparaît dès maintenant que « série de Valpelline » et « série d'Arolla » constituent des unités dont l'histoire tectonométamorphique alpine est fondamentalement différente.

Dans la « série de Valpelline », l'intensité de la déformation alpine, en dehors de zones de cisaillement étroites et localisées, est nécessairement faible, eu égard à l'abondante préservation des structures antéalpines syngranulite ou amphibolite faciès.

Ceci est en accord avec les âges Rb/Sr et K/Ar sur biotite (200–180 ma) et K/Ar sur muscovite (environ 135 ma) (HUNZIKER 1974) qui soulignent la faiblesse des influences thermiques alpines et les analogies avec l'histoire de la zone d'Ivrea (cf. ZINGG 1984).

Dans la « série d'Arolla », la déformation alpine est intense, bien qu'hétérogène, comme le montrent la présence de faciès orthodérivés non déformés dans les granites (par ex. ARGAND 1909) et les gabbros (DAL PIAZ et al. 1977): elle est caractérisée par une foliation subhorizontale, qui porte une linéation d'étirement de direction NNW–SSE (au Mont Dolin AYRTON et al. 1982) à NW–SE (au Pillonet DAL PIAZ & SACCHI 1969, DAL PIAZ 1976, VOGLER 1984).

Cette déformation est synchrone du développement de paragenèses du faciès schiste vert ou, pour les étapes précoces, de la transition schiste bleu-schiste vert. Ce métamorphisme alpin, d'âge non déterminé (HUNZIKER 1984, p. 25), est classiquement attribué à l'événement lépontin = alpin s.s. (environ 40 ma) par comparaison avec les gneiss minuti de la zone Sesia-Lanzo.

1.3 Position structurale

Toutes les klippes austroalpines de l'unité supérieure reposent en contact anormal sur la zone du Combin, dont il apparaît nécessaire de discuter ici brièvement la signification.

Pour ARGAND (1909), la zone du Combin regroupe l'ensemble des «schistes lustrés» entre Grand St-Bernard et Dent-Blanche: c'est dans ce sens que zone du Combin a été utilisé par ELTER (1972). Une autre acception est cependant devenue aujourd'hui classique: en Valais et Valtournanche peuvent être définies deux unités majeures de «schistes lustrés» que distinguent constitution lithologique (BEARTH 1964; DAL PIAZ 1965) et histoire métamorphique (DAL PIAZ et al. 1972, p. 452; KIENAST 1973). Les principaux caractères de ces deux unités peuvent être résumés ainsi (CABY et al. 1978, DAL PIAZ & ERNST 1978):

1. L'unité inférieure (*zone de Zermatt-Saas Fee*), en contact anormal sur la nappe du Mont Rose, comprend des écaillés de matériel océanique (prédominance des ultrabasites ± serpentinisées, gabbros et basaltes sur les calcschistes), ayant subies un métamorphisme éclogitique d'âge éoalpin (Crétacé supérieur):

2. L'unité supérieure (*zone du Combin*), en contact anormal sur la zone de Zermatt-Saas Fee, est essentiellement constituée de séries mésozoïques qui:

- se sont déposées sur le socle continental de la paléomarge européenne (DAL PIAZ et al. 1972) ou «sud-alpine» (CABY et al. 1978),
- contiennent une faible proportion de «roches vertes» de signification problématique (intercalations détritiques, écaillés et/ou olistolithes),
- ont subies au cours de l'histoire alpine un seul métamorphisme en faciès schiste vert, auquel est attribué, par comparaison avec la série d'Arolla et les gneiss minuti de la zone Sesia-Lanzo, un âge «lépontin», c'est-à-dire alpin s.s. (aux environs de 40 ma).

Une telle bipartition des «schistes lustrés» ne saurait toutefois être étendue au sud du val d'Aoste sans précautions:

La zone du Combin rassemble en fait des unités de couverture mésozoïque qui peuvent s'être déposées sur un socle continental (de l'une ou l'autre des deux paléomarges) ou sur un socle océanique (CABY 1981, AYRTON et al. 1982, BALDELLI et al. 1983, MARTHALER 1981, 1984). Certaines séries de «schistes lustrés» continentaux ont fourni des microfaunes d'âge Crétacé supérieur (MARTHALER 1981, 1984). L'hétérogénéité de la zone du Combin en Valais est connue depuis ARGAND (1909).

Malgré cette hétérogénéité, toutes les unités de la zone du Combin présentent une caractéristique commune: l'absence de reliques de paragenèses éclogitiques. Ce point nécessite, pour éviter toute ambiguïté, une discussion soignée.

Les associations métamorphiques décrites proviennent en général de milieux manganésifères (DAL PIAZ et al. 1979, CABY 1981, BALDELLI et al. 1983). Certains auteurs ont néanmoins signalé la présence de reliques de «glaucothane» (CABY 1981) ou d'une

«amphibole bleue» et d'un «pyroxène faiblement coloré de nature métamorphique» (AYRTON et al. 1982) dans des prasinites.

Ces associations, plus que les témoins d'une phase précoce en faciès schiste bleu, nous paraissent devoir être attribuées à la transition entre les faciès schiste bleu et schiste vert. Nous soulignerons à ce sujet l'absence d'observations de lawsonite ou de pseudomorphoses de lawsonite dans les calcschistes, telles que celles des unités en faciès schiste bleu du Queyras (CARON 1974) ou de Corse (SICARD et al. 1983) par exemple.

2. L'unité inférieure

2.1 Constitution lithologique et histoire métamorphique

a) Caractères généraux

L'unité inférieure est essentiellement constituée de micaschistes paradérivés, dans lesquels s'observent des lentilles de marbres et de metabasites. Toutes ces lithologies présentent, dans la «klippe» du Mont Emilius, des reliques de paragenèses antéalpines de haut grade (BEARTH et al. 1980, DAL PIAZ et al. 1983). Les mêmes auteurs ont signalé l'existence locale de discordances entre filons leucogranitiques et litage antéalpin.

Ces observations démontrent que l'unité inférieure est constituée d'un socle polymétamorphique (à reliques de haut grade d'âge hercynien ou anté-hercynien), qu'intrudent des filons aplitiques et granitiques d'âge probable hercynien ou tardi-hercynien.

Dans toutes les «klippes» ont été observées des reliques de paragenèses éclogitiques, d'âge probable éoalpin. Les conditions P-T du métamorphisme éclogitique (11–13 kbar, env. 450 °C) et l'histoire P-T (décompression isotherme) ont été précisées par DAL PIAZ et al. (1983) dans la «klippe» de l'Emilius, où les associations de HP sont bien conservées. Dans les autres klippes (Glacier-Rafray: DAL PIAZ & NERVO 1971, DAL PIAZ et al. 1980 – Torre Ponton: NERVO & POLINO 1976 et infra), les associations éclogitiques sont en général fortement rétrotransformées.

b) Les écaïlles d'Etirol-Levaz (fig. 2)

Les écaïlles d'Etirol-Levaz sont des écaïlles de socle antéalpin, de faibles dimensions, qui affleurent en rive gauche du Valtournanche, au-dessous de contact basal subhorizontal de la zone du Combin. Bien que connues depuis les levers des géologues italiens au début du siècle (Carta Geologica d'Italia 1:100 000 Monte Rosa, 1912), elles n'ont jamais fait l'objet de descriptions détaillées: aussi résumons-nous ci-dessous les principales observations de KIENAST (1983), qui démontrent l'appartenance de ces écaïlles au socle austroalpin d'une part, à l'unité inférieure d'autre part.

1. Les écaïlles d'Etirol-Levaz sont constituées des mêmes associations lithologiques que les «klippes» de l'Emilius, du Glacier-Rafray et de la Torre Ponton: seuls manquent les marbres. La présence de «gneiss pipernoïdes» (cf. AMSTUTZ 1962) souligne les analogies avec l'Emilius. A cela s'ajoute la découverte de métagabbros granulitiques alumineux et magnésiens, sur lesquels nous reviendrons.

2. Des reliques antéalpines n'ont été observées que dans les métapélites. Les plus fréquentes sont celles de grenat: celui-ci, de grande taille, est entouré d'une couronne de grains

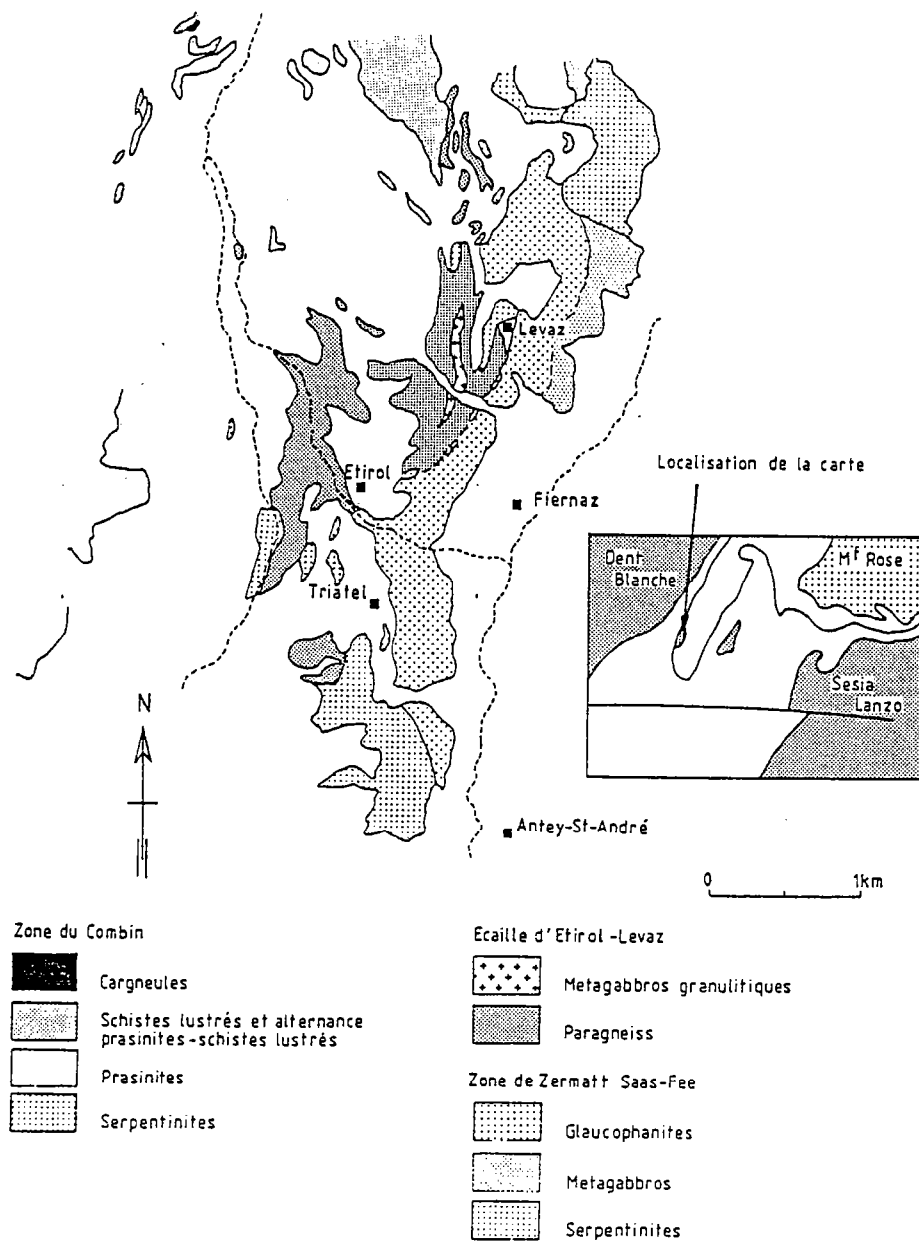


Fig. 2. Carte géologique des écaillles d'Étirol-Levaz (d'après les levés de J. R. Kienast).

néoformés, de petite taille, dont la composition est nettement différente (enrichissement en Ca et Mn). Plus rares sont les pseudomorphoses de biotites en chlorites: des premières ne subsistent que les traces épitaxiques des anciennes inclusions de rutile (sagenite).

3. Le métamorphisme éclogitique transforme:

- les metabasites en éclogites (grenat + omphacite + glaucophane + rutile).
- les métapélites en micaschistes éclogitiques (quartz + phengite + grenat + omphacite) ou micaschistes à chloritoïde (quartz + phengite + paragonite + grenat + chloritoïde) en fonction de leur composition chimique.

4. Les *métagabbros* présentent des reliques d'associations à plagioclase + orthopyroxène + clinopyroxène + spinelle: sont en outre observables des faciès cumulatifs à orthopyroxène + clinopyroxène + spinelle et des faciès leucocrates à plagioclase + orthopyroxène + clinopyroxène. Ces métagabbros n'appartiennent pas aux unités océaniques, ainsi que cela pourrait être envisagé, comme l'attestent les paragenèses antéalpines et la composition chimique des phases relictuelles (jusqu'à 8 % d' Al_2O_3 dans les orthopyroxènes et 18 % de molécule de Tschermak dans les clinopyroxènes). Ces caractères les différencient nettement des gabbros de la klippe de la Dent-Blanche-Mont Mary, où ils sont associés à la «série d'Arolla» (DAL PIAZ et al. 1977) et en font des témoins de la base de la croûte continentale, qu'il est possible de comparer avec ceux de la zone d'Ivrée: ils représentent probablement des intrusions antéalpines au sein des paragneiss granulitiques de la croûte austroalpine.

Dans ces métagabbros coexistent a) des zones non déformées, à reliques magmatiques et transformations in situ et/ou coronitiques (tabl. 1) et b) des zones mylonitiques, où la déformation s'accompagne d'une disparition totale des reliques magmatiques et d'une homogénéisation de la composition des phases syncinématiques. Les estimations des conditions P-T du métamorphisme éclogitique sont de l'ordre de $P = 15-16$ kbar, $T \approx 550^\circ C$.

Tableau 1. Transformations éclogitiques éoalpines dans les métagabbros de Levez.

PLAGIOCLASE	ZOISITE • DISTHÈNE • QUARTZ • JADEITE
CLINOPYROXÈNE	OMPHACITE • GRENAT • TALC OMPHACITE • GRENAT • NÉPHÉLINE OMPHACITE • GRENAT • TALC • PHENGITE
ORTHOPYROXÈNE	TALC • GRENAT TALC • GRENAT • DISTHÈNE TALC • GRENAT • CHLORITE
SPINELLE	CHLORITE • GRENAT CHLORITE • CORDON • CHLORITOÏDE GRENAT • TALC • DISTHÈNE

2.2 Structure

La position structurale de l'unité inférieure fera l'objet d'une discussion soignée, sur la base d'observations nouvelles: il est en effet nécessaire d'expliquer pourquoi des «schistes lustrés» d'affinités océaniques sont observables au-dessus des «klippes» de l'Emilius et du Glacier-Rafray (ARGAND 1911) et de la Torre Ponton (NERVO & POLINO 1976).

a) L'unité de la Torre Ponton

Des recherches récentes (VUICHARD 1984) aux environs de l'unité de la Torre Ponton ont permis d'y définir quatre unités superposées (de bas en haut: A à D) (fig. 3A):

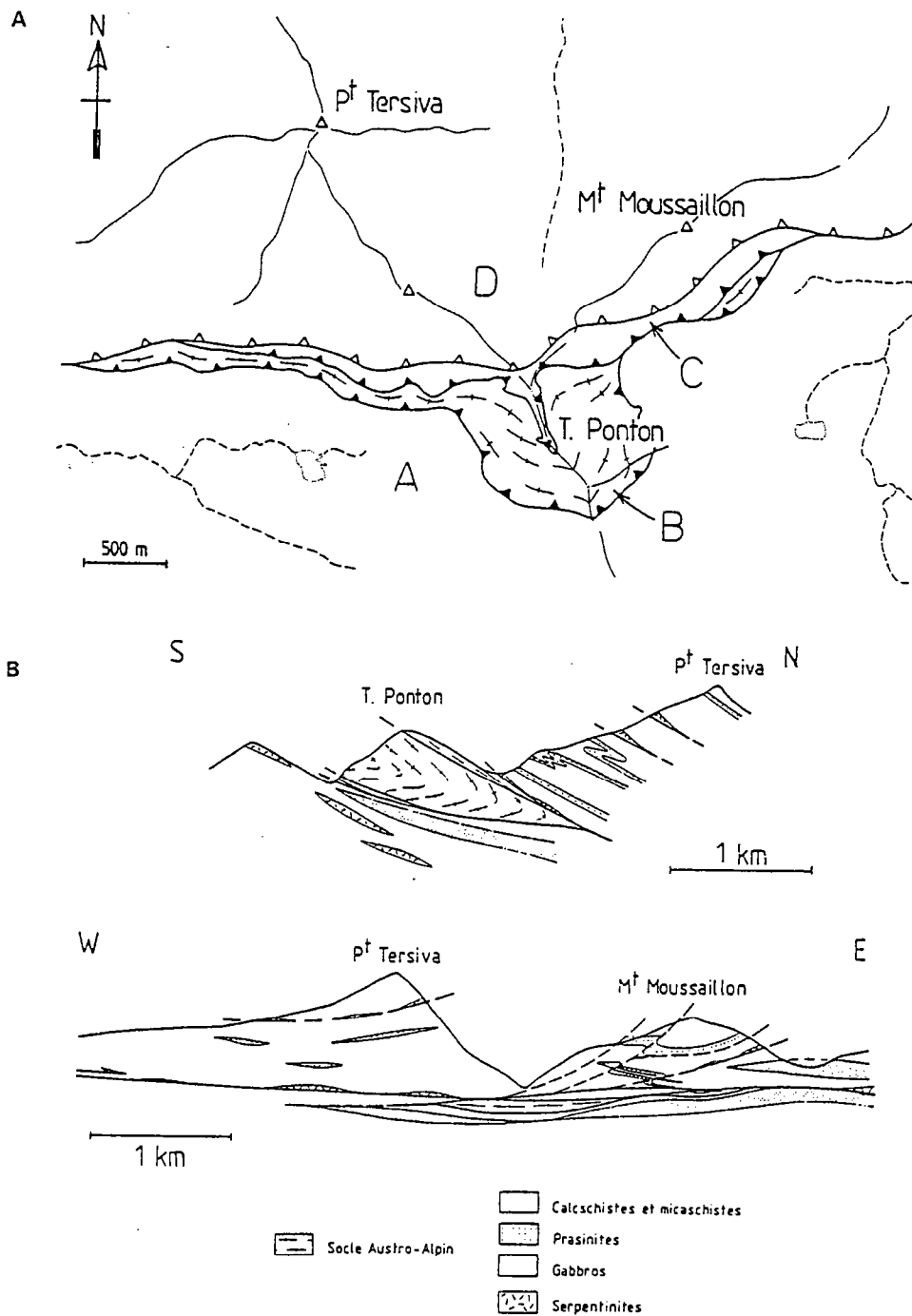


Fig. 3. La «klippe» de la Torre Ponton: A: schéma structural; B: coupes.

Les unités A, C et D sont constituées de matériel océanique (serpentinites, gabbros magnésiens et ferro-titanés, prasinites, calcschistes avec intercalations de micaschistes à grenat-chloritoïde et quartzites manganésifères).

L'unité B («klippe» de la Torre Ponton) est essentiellement constituée de gneiss et micaschistes paradérivés, dans lesquels s'observent des filons aplitiques métriques et des lentilles basiques métriques à décamétriques. Toutes ces unités présentent des reliques de paragenèses éclogitiques:

Dans les unités océaniques, nous avons observé les associations suivantes: omphacite + zoïsite + glaucophane dans les métagabbros magnésiens, grenat + omphacite + glaucophane + épidote + rutile dans les métagabbros ferrotitanés, grenat + chloritoïde + ankerite dans les micaschistes et grenat + zoïsite dans les calcschistes. Des pseudomorphoses de lawsonite prograde (agrégat à zoïsite + mica blanc) sont identifiables dans les glaucophanites à grenat et les calcschistes.

Dans l'unité de la Torre Ponton, les associations grenat + glaucophane + épidote + rutile ou sphène dans les metabasites et grenat + glaucophane + rutile dans les micaschistes sont les témoins de ce métamorphisme éclogitique.

Il est classiquement admis que les «klippes» austroalpines reposent sur les «schistes lustrés»: dans les cas où ces derniers sont au contraire superposés aux unités austroalpines, comme nous venons de le décrire à la Torre Ponton, les auteurs admettent généralement que le contact unités océaniques/unités austroalpines est plissé (NERVO & POLINO 1976; DAL PIAZ et al. 1980). Une telle hypothèse n'explique cependant pas les observations suivantes:

- Les unités océaniques au-dessous (unité I) et au-dessus (unités C et D) de la «klippe» de la Torre Ponton (unité B) sont lithologiquement différentes.
- Les structures internes du socle austroalpin sont clairement recoupées par le contact basal (fig. 3B).
- Une écaille de socle austroalpin est observable à la base de l'unité de la Torre Ponton, au-dessus de la Finestra di Champorcher, au sein des calcschistes de l'unité A (fig. 3B et DAL PIAZ et al. 1980).

Plus qu'une klippe dont le contact basal serait plissé, l'unité de la Torre Ponton est une écaille de socle austroalpin au sein des unités océaniques. Une telle conclusion nous ayant conduit à abandonner le schéma classique, deux hypothèses se présentaient:

- ou attribuer l'unité D à la zone du Combin, comme l'ont suggéré DAL PIAZ et al. (1980), l'unité de la Torre Ponton ayant alors la même position structurale que les écailles d'Étirol-Levaz, c'est-à-dire à la limite entre les zones de Zermatt et du Combin.
- ou admettre l'existence d'un rétrocharriage à la base de l'unité D, celui-ci rétrocharriant des unités océaniques éclogitiques sur les écailles austroalpines de l'unité inférieure, elles-mêmes éclogitiques.

La première hypothèse n'est pas admissible: la présence de reliques éclogitiques dans l'unité D exclut son appartenance à la zone du Combin.

La deuxième hypothèse, que nous proposons, est en accord avec les observations suivantes:

A proximité du contact entre l'unité D et les unités sous-jacentes (A à C), la foliation, à faible pendage nord, porte une linéation d'étirement de direction N90-100, à laquelle sont associées de nombreuses bandes de cisaillement (bandes C': BERTHÉ et al. 1979), en

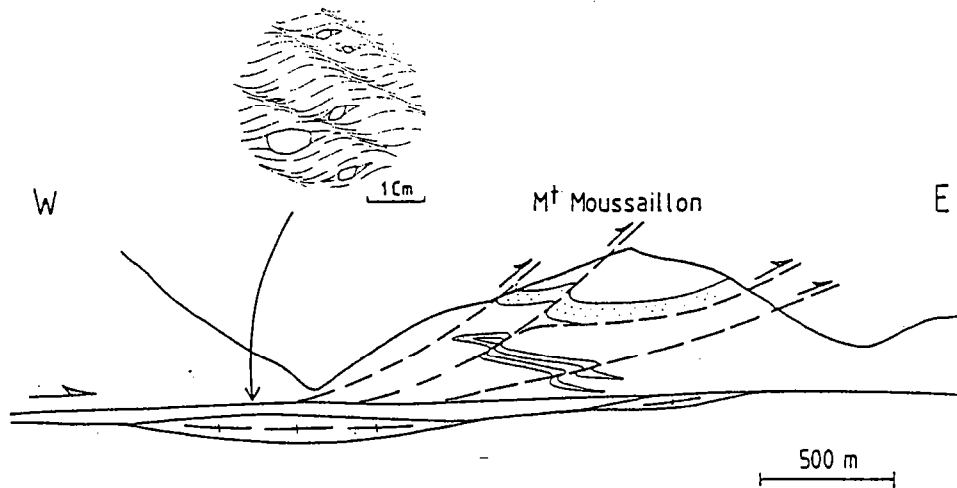


Fig. 4. Face sud du Mont Moussaillon: figures d'interférences et rétroécaillages liés au rétrocharriage.

particulier dans les calcschistes et micaschistes, qui indiquent un sens de cisaillement de l'ouest vers l'est (fig. 4);

A la base de l'unité D, une première génération de plis isoclinaux est repliss  e par des plis à vergence est, auxquels sont associés de nombreux écaillages de faible amplitude: de telles structures (interférences de type 3 (RAMSAY 1967) et r  tro  caillages) sont facilement observables, par exemple, en face sud du Mont Moussaillon (fig. 4).

A l'échelle régionale, l'hypothèse proposée est en accord avec l'existence d'un rétrocharriage majeur. Celui-ci est classique à l'ouest du secteur étudié, où il superpose les unités de socle pal  ozo  ique («pli en retour du Valsavarenche» d'ARGAND 1911) et de couverture m  sozo  ique («ensemble A» de ELTER 1971), sur les unités océaniques («zone de la Grivola» de DAL PIAZ 1928). Le contact anormal à la base de l'unité D représente la prolongation orientale de ce rétrocharriage.

b) Position structurale des unités austroalpines au sud du val d'Aoste

L'hypothèse précédente peut être facilement étendue à l'ensemble des «klippes» austroalpines au sud du val d'Aoste (fig. 5): elle permet en particulier d'expliquer la position structurale de ces «klippes» austroalpines, en intégrant la majeure partie des données disponibles.

1. Contrairement à l'unité supérieure, qui repose sur la zone du Combin, non éclogitique, les «klippes» austroalpines de l'unité inférieure reposent sur des unités océaniques éclogitiques, qui sont donc l'équivalent de la zone de Zermatt-Saas Fee.

Nous rappellerons à ce sujet l'existence d'un métamorphisme éclogitique:

- au nord-ouest et à l'ouest de l'Emilius, dans les gabbros sous le contact basal du socle austroalpin («gabbros de Brissogne») (CASTELLI 1985),
-    l'est de l'Emilius, en val St-Marcel, dans les minéralisations    manganèse de Praborna (MARTIN-VERNIZZI 1982) et à cuivre-fer de Chuc-Servette (HY & KIENAST 1986),

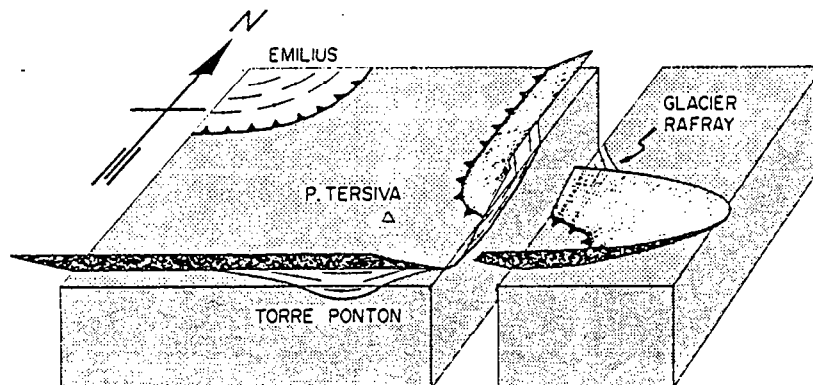


Fig. 5. Schéma interprétatif de la structure des unités austroalpines au sud du val d'Aoste.

— à l'est et au nord-est du Glacier-Rafray, dans les gabbros du «complexe de Savoney» (DAL PIAZ & NERVO 1971, DAL PIAZ et al. 1980).

2. Les rétrocharriages s'élèvent progressivement dans l'édifice structural d'ouest en est (BALLÈVRE et al., en préparation), de telle sorte que ceux-ci sont situés au-dessous de l'unité de l'Emilius (ELTER 1971, GAUTIER 1984) mais au contact supérieur des unités du Glacier-Rafray et de la Torre Ponton (VUICHARD 1984).

3. Les seules unités de «schistes lustrés» non éclogitiques au sud du val d'Aoste sont: a) une étroite zone à la bordure occidentale de la zone Sesia-Lanzo, b) les klippes de la Sana, de la Grande Sassière et du Mont Jovet, c) la couverture du massif du Valsavarenche («ensemble A» pro parte de ELTER 1971) et d) l'unité de Penne Blanche, c'est-à-dire les calcschistes subhorizontaux qui affleurent au nord-ouest de Cogné, du Mont Creya au Passo d'Invergneux.

3. Discussion

Les données précédentes montrent clairement sur quelles bases deux unités majeures ont été distinguées parmi les «klippes» austroalpines de la «nappe de la Dent-Blanche».

1. *L'unité supérieure* (klippes de la Dent-Blanche, du Mont Mary et du Pillonet) repose en contact anormal sur la zone du Combin, ensemble d'unités de provenances paléogéographiques diverses, n'ayant pas subi le métamorphisme éclogitique éoalpin. L'unité supérieure comprend elle-même les «séries» d'Arolla et de Valpelline, qui diffèrent par leur position au sein de la croûte austroalpine avant la tectonique alpine et par leur histoire tectonométamorphique alpine.

2. *L'unité inférieure* (écaillés d'Etirol-Levaz, «klippes» du Mont Emilius, Glacier-Rafray et Torre Ponton), en contact anormal sur les unités océaniques éclogitiques de la zone de Zermatt-Saas Fee, est exclusivement constituée de matériel granulitique ou amphibolitique antéalpin qui a subi, lors des épisodes éoalpins, un métamorphisme éclogitique.

Les «klippes» austroalpines de la «nappe de la Dent-Blanche» appartiennent donc en fait à deux unités indépendantes, qui diffèrent fondamentalement par leur histoire tectonométamorphique alpine.

L'existence de deux unités au sein de la «nappe de la Dent-Blanche» a été reconnue explicitement par CABY et al. (1978), dont les conceptions sont proches de celles présentées dans cette note. Notre analyse s'oppose par contre aux conceptions traditionnelles (DAL PIAZ et al. 1972, HUNZIKER 1974, DAL PIAZ 1976, COMPAGNONI et al. 1977, MARTINOTTI & HUNZIKER 1984): au sein de la «nappe de la Dent-Blanche», ensemble unitaire, sont distingués un «élément supérieur» (série de Valpelline) et un «élément inférieur» (série d'Arolla, complexe des micaschistes éclogitiques de l'Emilius et du Glacier-Rafray). Cette distinction est par ailleurs étendue à la zone Sesia-Lanzo, c'est-à-dire à la totalité des unités austroalpines des Alpes occidentales.

A notre sens, cette conception ne met pas en évidence les différences de position structurale et d'histoire tectonométamorphique alpine des deux unités que nous avons distinguées. Il faut néanmoins remarquer que l'opposition entre l'unité inférieure et l'unité supérieure avait été perçue par les géologues italiens eux-mêmes, qui distinguaient «klippes méridionales» et «klippes septentrionales» (NERVO & POLINO 1976). Il en était de même d'ARGAND (1934) lorsqu'il écrivait: «Les caractères de ce noyau (de la nappe du Mont Mary) le rapprochent notablement de celui de la nappe de la Dent-Blanche; les dissemblances avec le noyau de la nappe du Mont Emilius sont par contre très accusées.»

Malgré la mise en ordre à laquelle nous venons de procéder, plusieurs problèmes restent posés, que nous allons envisager brièvement.

a) Structure des zones internes des Alpes occidentales: la non-équivalence des coupes au nord et au sud du val d'Aoste

1. En apparence, les coupes au nord (fig. 6A) et au sud (fig. 6B) du val d'Aoste sont semblables: les unités austroalpines sont situées au sommet de l'empilement des nappes. En réalité, à l'exception des écaillles d'Etirol-Levaz, l'unité inférieure est exclusivement présente au sud du val d'Aoste, l'unité supérieure au nord du val d'Aoste. Pourquoi?

De part et d'autre du val d'Aoste, nous n'observons pas en fait les mêmes niveaux structuraux: une faille subverticale, d'orientation E-W (faille du val d'Aoste ou col de Joux-Aranzola; STELLA 1905), présente un jeu tel que le compartiment sud est surélevé par rapport au compartiment nord, comme le démontre la réapparition du socle Mont Rose-Grand Paradis dans la fenêtre d'Arceza-Brusson.

Des incertitudes demeurent sur:

- la géométrie de la faille à ses deux extrémités (en zone Sesia-Lanzo et à l'ouest d'Aoste);
- l'âge du fonctionnement de l'accident: la faille recouperait les filons andésitiques d'âge oligocène aux environs de Brusson (G. Elter, comm. orale).

2. Les corrélations possibles entre les coupes au nord et au sud du val d'Aoste peuvent être envisagées de la façon suivante:

Dans le compartiment nord (fig. 6A), qui seul peut nous offrir une coupe complète, l'unité inférieure n'est représentée que par les écaillles d'Etirol-Levaz, à la limite entre les zones de Zermatt et du Combin. C'est la position de ces écaillles qui fournit la clé de la

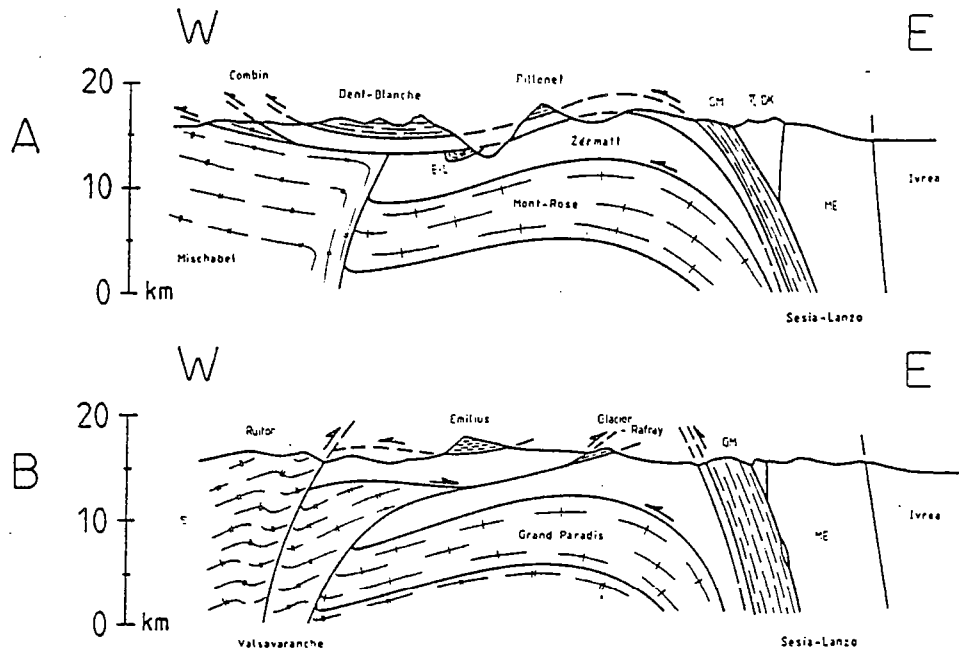


Fig. 6. Coupes interprétatives des zones internes des Alpes nord-occidentales. A: au nord du val d'Aoste; B: au sud du val d'Aoste. EL: Etinol-Levaz; zone Sesia-Lanzo (GM: gneiss-minuti, II D-K: deuxième zone dioritico-kinzigitique, ME: micaschistes éclogitiques).

structure régionale. L'unité supérieure comprend les klippes de la Dent-Blanche-Mont Mary et du Pillonet, en contact anormal sur la zone du Combin.

Dans le compartiment sud (fig. 6B), seule la partie inférieure de la coupe précédente est observable, aux complications près qu'introduisent les rétrocharriages. L'unité inférieure («klippes» de l'Emilius, du Glacier-Rafay et de la Torre Ponton) repose sur l'équivalent de la zone de Zermatt. A la zone du Combin ne peuvent être attribuées que des unités de «schistes lustrés» à la bordure occidentale de la zone Sesia-Lanzo et les klippes de la Sana, de la Grande-Sassière et du Mont Jovet.

Comme l'ont souligné CABY et al. (1978), une discontinuité majeure existe entre un «édifice inférieur», éclogitique et un «édifice supérieur», non éclogitique. Les unités austroalpines sont situées au sommet de chaque édifice. Le contact anormal entre les deux édifices est nécessairement postérieur au métamorphisme éclogitique (DAL PIAZ et al. 1972, p. 452; KIENAST 1973), auquel est généralement attribué un âge éoalpin (HUNZIKER 1974).

b) Age du charriage des unités austro-alpines

La distinction de deux unités indépendantes au sein de la «nappe de la Dent-Blanche» nécessite une réponse à deux questions:

1. Le charriage de l'unité inférieure sur les unités océaniques de la zone de Zermatt est probablement éoalpin.

2. Aucun élément ne permet par contre de dater avec certitude le charriage de l'unité supérieure sur la zone du Combin:

- La présence de microfaunes d'un niveau non précisé de Crétacé supérieur dans la zone du Combin ne permet pas d'exclure totalement un âge crétacé.
- Le métamorphisme n'est pas daté (J. Carpena, travaux en cours).

c) Racine de la «nappe de la Dent-Blanche»

La racine de la «nappe de la Dent-Blanche» fit l'objet de discussion entre ARGAND (1906, 1911, 1934) et SCHMIDT (1906): pour le premier, il s'agit de la zone Sesia-Lanzo, pour le deuxième, de la zone d'Ivrea.

Au regard de la distinction que nous avons établi, il est ici encore nécessaire de répondre à deux questions. En l'état actuel des travaux, les équivalences suivantes peuvent être proposées (tabl. 2).

Tableau 2. *Les unités austroalpines du val d'Aoste: corrélations et équivalences proposées.*

"NAPPE DE LA DENT-BLANCHE"	ZONE SESIA-LANZO	ZONE D'IVREA
UNITÉ SUP. { VALPELLINE AROLLA	II O-K GNEISS MINUTI	I O-K
UNITÉ INF.	MICASISTE ECLOGITICI	

Sur cette base, il apparaît nécessaire, pour construire l'édifice actuel, d'envisager plusieurs étapes distinctes dont les modalités de détail restent à préciser. Les inconnues majeures résident dans les relations entre les différentes unités de la zone Sesia-Lanzo, qu'il serait trop long de discuter ici (VUICHARD, en prép.).

4. Conclusion

Le domaine austroalpin des Alpes occidentales comprend la zone Sesia-Lanzo d'une part, un ensemble de «klippes» qui sont traditionnellement regroupées sous le terme de «nappe de la Dent-Blanche» d'autre part. Dans cette dernière, nous avons démontré l'existence de deux unités indépendantes.

Nous avons pour cela utilisé deux critères fondamentaux:

Le premier est l'histoire tectonométamorphique alpine. L'unité inférieure (écaillés d'Etirol-Levaz, «klippes» de l'Emilius, du Glacier-Rafray et de la Torre Ponton) a été soumise au début de son histoire alpine au métamorphisme éclogitique. L'unité supérieure (klippes de la Dent-Blanche-Mont Mary et du Pillonet) comprend:

- à la base, la série d'Arolla, ayant subi une intense déformation alpine (d'âge exact inconnu) dans les conditions du faciès schiste vert ou de la transition entre les faciès schiste vert et schiste bleu;
- au sommet, la série de Valpelline, où la déformation alpine est faible.

Le deuxième est la constitution lithologique du socle antéalpin, qui nous révèle la position de l'unité considérée au sein de la croûte austroalpine antérieurement au processus de collision.

L'unité inférieure, où des reliques granulitiques sont localement préservées, et la série de Valpelline, où les associations granulitiques sont largement répandues, appartiennent à la partie inférieure de la croûte austroalpine.

L'unité supérieure, qui est constituée de roches monométamorphiques d'âge Paléozoïque supérieur, appartient à la partie supérieure de la croûte: les séries sédimentaires mésozoïques de Mont Dolin, de la zone de Roisan et du Pillonet pourraient en constituer la couverture.

Ces deux ordres d'information contraignent les modèles géodynamiques de la chaîne alpine, comme nous avons essayé de le montrer ailleurs (GILLET et al. 1985).

Remerciements

Au cours de ce travail, les auteurs ont bénéficié de discussions avec de nombreux géologues alpins. Nous tenons particulièrement à remercier R. Caby, G. Elter, B. Lombardo et U. Pognante.

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ, A. (1962): Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste. - Arch. Sci. (Genève) 15, 1-104.
- ARGAND, E. (1906): Sur la tectonique du massif de la Dent-Blanche. - C. R. Acad. Sci. (Paris) 142, 527-529.
- (1909): L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. - Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 14, 1-64.
- (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. - Matér. Carte géol. Suisse 31, 1-25.
- (1934): La zone pennique. - Guide Géol. Suisse 3, 149-189.
- AYRTON, S., BUGNON, C., HAARPAINTNER, T., WEIDMANN, M., & FRANK, E. (1982): Géologie du front de la nappe de la Dent-Blanche dans la région des Mont-Dolins, Valais. - Eclogae geol. Helv. 75, 269-286.
- BALDELLI, C., DAL PIAZ, G. V., & POLINO, R. (1983): Le quartziti a manganese e cromo di Varenche-St Barthélémy, una sequenza di copertura oceanica della falda piemontese. - Ofioliti 8, 207-221.
- BEARTH, P. (1964): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft nach Zermatt vom 2. bis 3. September 1963. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 44, 15-26.
- BEARTH, P., DAL PIAZ, G. V., ELTER, G., GOSSO, G., MARTINOTTI, G., & NERVO, R. (1980): Il lembo di ricoprimento del Monte Emilius, Dent-Blanche s.l. Osservazioni preliminari. - Atti. Acad. Sci. (Torino) 114, 227-241.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P., & GAPAIS, D. (1979): Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement Sud-Armoricain. - Bull. Mineral. 102, 265-272.
- CABY, R. (1981): Le Mésozoïque de la zone du Combin en val d'Aoste (Alpes graies): imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. - Geol. alp. (Grenoble) 57, 5-13.
- CABY, R., KIENAST, J. R., & SALIOT, P. (1978): Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. - Rev. Geogr. Phys. Géol. dyn. 20, 307-322.
- CARON, J. M. (1974): Rapports entre diverses «générations» de lawsonite et les déformations dans les schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales (France et Italie). - Bull. Soc. géol. France 7, 16, 255-263.
- CASTELLI, D. (1985): La falda piemontese alla base del margine suddoccidentale del lembo dell'Emilius (media valle d'Aosta). - Ofioliti 10.
- COMPAGNONI, R., DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J., GOSSO, G., LOMBARDO, B., & WILLIAMS, P. F. (1977): The Sesia-Lanzo zone: a slice of continental crust, with alpine HP/LT assemblages in the Western Italian Alps. - Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 33, 281-334.
- DAL PIAZ, G. B. (1928): Geologia della catena Herbetet-Grivola-Gran Nomenon. - Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 7, 1-82.
- DAL PIAZ, G. V. (1965): La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi tra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte-Rosa e con la zona Sesia-Lanzo. - Boll. Soc. geol. ital. 84, 67-104.

- (1976): Il lembo di ricoprimento del Pillonet, falda della Dent-Blanche, nelle Alpi occidentali. - Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 31, 1-61.
- DAL PIAZ, G. V., DE VECCHI, G., & HUNZIKER, J. C. (1977): The austroalpine layered gabbros of the Matterhorn and Mt Collon-Dents de Bertol. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 57, 59-88.
- DAL PIAZ, G. V., DI BATTISTINI, G., KIENAST, J. R., & VENTURELLI, G. (1979): Manganiferous quartzitic schists of the piemonte ophiolite nappe in the Valsesia-Valtournanche area (Italian Western Alps). - Mem. Sci. Geol. 32, 1-24.
- DAL PIAZ, G. V., & ERNST, W. G. (1978): Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the piemonte ophiolite nappe. Breuil-St Jacques area. Italian Western Alps. - Tectonophysics 51, 99-126.
- DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C., & MARTINOTTI, Y. (1972): La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. - Mem. Soc. geol. ital. 11, 433-462.
- DAL PIAZ, G. V., LOMBARDO, B., & GOSSO, G. (1983): Metamorphic evolution of the Mt Emilius klippe, Dent-Blanche nappe. Western Alps. - Amer. J. Sci. 283A, 438-458.
- DAL PIAZ, G. V., & NERVO, R. (1971): Il lembo di ricoprimento del Glacier-Rafray (Dent-Blanche l.s.). - Boll. Soc. geol. ital. 90, 401-414.
- DAL PIAZ, G. V., NERVO, R., & POLINO, R. (1980): Carta geologica del lembo del Glacier-Rafray (Dent-Blanche s.l.) e note illustrative. - C. N. R. (Centro di studio sui problemi dell'orogeno delle Alpi occidentali, Torino).
- DAL PIAZ, G. V., & SACCHI, R. (1969): Osservazioni geologiche sul lembo di ricoprimento del Pillonet (Dent-Blanche s.l.). - Mem. Soc. geol. ital. 8, 835-846.
- DIEHL, E. A., MASSON, R., & STUTZ, A. H. (1952): Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent-Blanche. - Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 17, 1-52.
- ELTER, G. (1960): La zona penninica dell'alta e media valle d'Aosta e le unita limitrofe. - Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 22, 1-114.
- (1971): Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. - Geol. alp. (Grenoble) 47, 147-169.
- (1972): Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord-occidentales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des schistes lustrés. - Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 22, 1-20.
- GAUTIER, Y. (1984): Evolution structurale et métamorphique dans la région du Mt Emilius: déformation HP/BT et déformations alpines. - D. E. A. (Univ. Rennes I), inédit.
- GILLET, P., DAVY, P., BALLEVRE, M., & CHOUKROUNE, P. (1985): Thermomechanical evolution of a collision zone: the example of the Western Alps. - Terra cognita 5, 399-404.
- HAGEN, T. (1948): Geologie des Mont-Dolins und des Nordrandes der Dent-Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheillon und Ferpècle (Wallis). - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 90, 1-64.
- HERMANN, F. (1938): Note illustrative per la carta geologica delle Alpi nord-occidentali con una carta strutturale delle Alpi nord-occidentali alla scala 1:750 000. - Milano.
- HUNZIKER, J. C. (1974): Rb/Sr and K/Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. - Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 31, 1-55.
- HY, C., & KIENAST, J. R. (1986): Destabilisation of the HP glaucophane-chloritoid assemblage towards the lower pressure: chemographic analysis of the $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-Na}_2\text{O}$ chemical system. - Bull. Mineral. 109 (in press).
- KIENAST, J. R. (1973): Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble «schistes lustrés-ophiolites» du val d'Aoste: quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques. - C. R. Acad. Sci. (Paris) D276, 2621-2624.
- (1983): Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus): données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. - Thèse doctorat Etat (Univ. Paris VI), inédit.
- KIENAST, J. R., & NICOT, E. (1971): Présence d'une paragenèse à disthène et chloritoïde (d'âge alpin probable) dans les gneiss à sillimanite, grenat et cordiérite de Valpelline (Val d'Aoste, Italie). - C. R. Acad. Sci. (Paris) D272, 1836-1839.
- MARTHALER, M. (1981): Découverte de foraminifères planctoniques dans les «schistes lustrés» de la pointe de Tourtemagne (Valais). - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 75, 171-178.
- (1984): Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). Eclogae geol. Helv. 77, 395-448.
- MARTIN-VERNIZZI, S. (1982): La mine de Praborna (val d'Aoste, Italie): une série manganésifère métamorphisée dans le faciès éclogite. - Thèse doctorat 3e cycle (Univ. Paris VI), inédit.

- MARTINOTTI, G., & HUNZIKER, J. C. (1984): Il sistema austroalpino nelle Alpi occidentali. – 72e congr. Soc. géol. ital. (Torino, 12-14 sept. 1984), p. 10 (résumé).
- NERVO, R., & POLINO, R. (1976): Un lembo di cristallino Dent-Blanche alla Torre Ponton (valle d'Aosta). – Boll. Soc. geol. ital. 95, 647-657.
- NICOT, E. (1977): Les roches méso- et catazonales de la Valpelline (nappe de la Dent-Blanche, Alpes italiennes). – Thèse doctorat 3e cycle (Univ. Paris VI), inédit.
- POGNANTE, U. (1983): Les intercalations gneissiques dans une unité des «schistes lustrés» de la vallée de Suse (Alpes occidentales): témoins d'une marge continentale subductée? – C. R. Acad. Sci. (Paris) (II) 296, 379-382.
- RAMSAY, J. G. (1967): Folding and fracturing of rocks. – Mc GrawHill, New York.
- SCHMIDT, C. (1906): Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. – Eclogae geol. Helv. 9, 484-584.
- SICARD, E., PODTEVIN, J. L., & CARON, J. M. (1984): Coexistence de lawsonite et de pseudomorphoses à pyrophyllite et kaolinite dans les schistes lustrés corses: rôle des fluides. – C. R. Acad. Sci. (Paris) (II) 298, 453-458.
- STELLA, A. (1905): Il problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione. – Boll. r. Com. geol. Ital. 36, 5-41.
- STUTZ, A. H., & MASSON, R. (1938): Zur Tektonik der Dent-Blanche Decke. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 18, 40-53.
- THELIN, P., & AYRTON, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmatique-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63, 393-420.
- VOGLER, W. S. (1984): Alpine structures and metamorphism at the Pillonet klippe: a remnant of the austroalpine nappe system in the Italian Western Alps. – Geol. Rdsch. 73, 175-206.
- VUICHARD, J. P. (1984): L'unité austroalpine de la Torre Ponton: évolution structurale et métamorphique. – D. E. A. (Univ. Rennes I), inédit.
- WEIDMANN, M., & ZANINETTI, L. (1974): Quelques données nouvelles sur la série du Mont-Dolin (nappe de la Dent-Blanche, Valais). – Eclogae geol. Helv. 67, 597-603.
- ZINGG, A. (1983): The Ivrea and Stona-Ceneri zones (Southern Alps, Ticino and N-Italy). A review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63, 361-392.

Manuscrit reçu le 17 juin 1985

Révision acceptée le 21 décembre 1985

CHAPITRE 2

les unités penniques de la région de
Cogne : lithologie et structure

- II -

LES UNITES PENNIQUES DE LA REGION DE COGNE :

LITHOLOGIE ET STRUCTURE

II.1 - LES UNITES PENNIQUES DE LA REGION DE COGNE : CONSTITUTION LITHOLOGIQUE ET STRUCTURE ANTEALPINES

1 - INTRODUCTION

Entre val d'Aoste et val d'Orco (fig. 1.1), il est possible de distinguer 4 unités majeures :

- 2 unités de croûte continentale européenne, l'une externe (Valsavarenche), l'autre interne (Grand Paradis). Chacune de ces 2 unités comprend un socle antéalpin, paléozoïque et une couverture mésozoïque, de type briançonnais interne pour le Valsavarenche et piémontais pour le Grand Paradis (Elter, 1971, 1972).
- 1 unité océanique ("schistes lustrés à roches vertes") où sont présentes à la fois des écaillés mantelliques (péridotites serpentinisées) et crustales (gabbros, basaltes, calcschistes).
- 1 unité de croûte continentale austroalpine (Mt Emilius - Mt Glacier + Mt Rafray - Torre Ponton), dont la couverture mésozoïque est absente (seul le socle antéalpin est connu).

Les relations entre ces unités ont été figurées schématiquement sur une section E-W (fig. 1.2), dont une analyse détaillée a été présentée dans le chapitre précédent.

Mon travail a été restreint aux unités océaniques ("schistes lustrés") et européennes (Grand Paradis) au dessous (au S) du rétrocharriage qui, de la base du Valsavarenche au sommet de la Torre Ponton, modifie la géométrie initiale de l'empilement des nappes : les unités étudiées constituent donc la base de la pile de nappes dans ce secteur des Alpes.

L'objet du chapitre 2 est d'une part de définir les unités en question, c'est-à-dire de préciser leur constitution lithologique et leur structure antéalpine, d'autre part d'établir quelles relations ont ces unités entre elles.

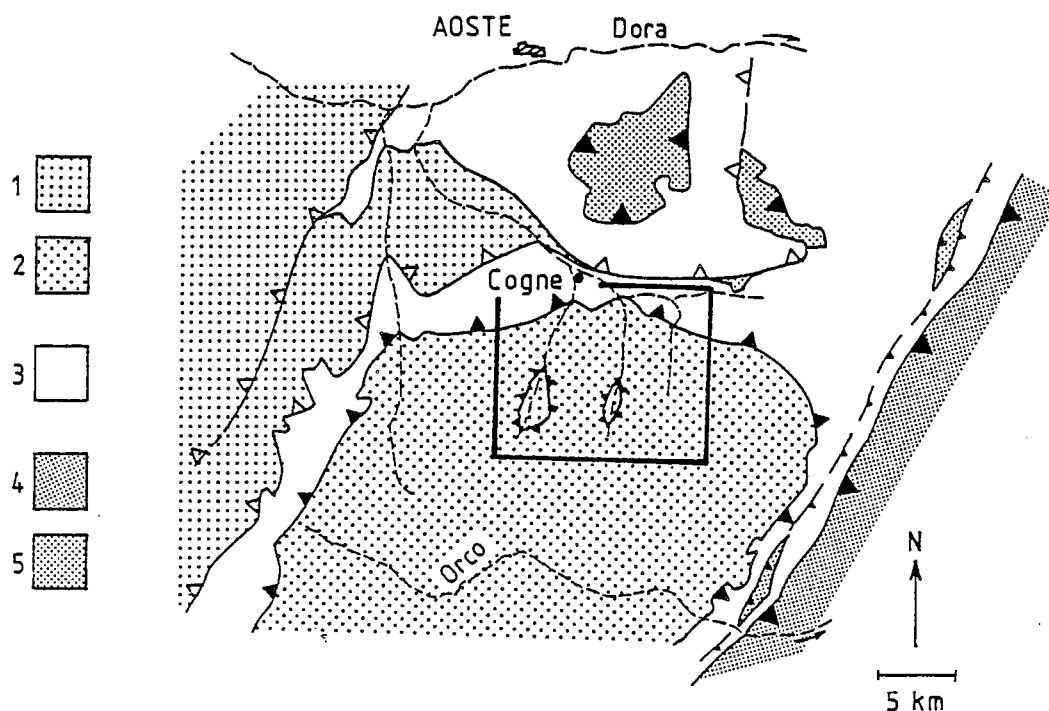


Fig.1-1 - Schéma structural des zones internes des Alpes occidentales entre les vallées de la Doire et de l'Orco. La zone étudiée est encadrée. 1 : unités penniques externes (Ruitor, Valsavarenche et fenetre du Money). 2 : unités penniques internes (Grand Paradis). 3 : unités océaniques. 4 : unités austroalpines de type gneiss minuti (partie externe de la zone Sesia-Lanzo). 5 : unités austroalpines de type micaschistes éclogitiques (klippes de l'Emilius, du Glacier-Rafra et de la Torre Ponton).

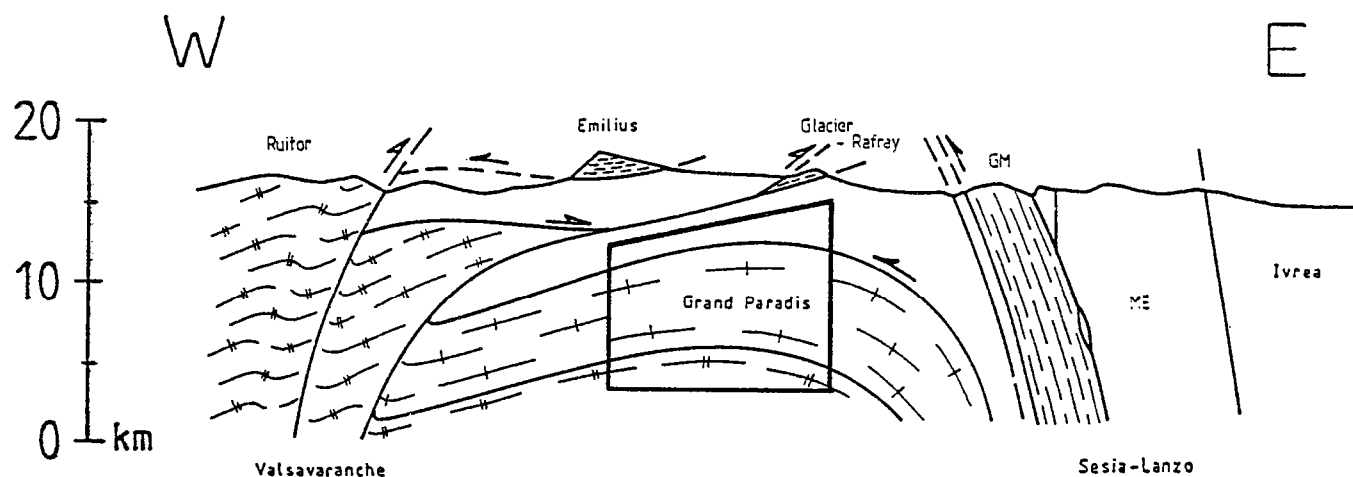


Fig.1-2 - Coupe schématique des zones internes des Alpes occidentales entre les vallées de la Doire et de l'Orco. Le domaine étudié est encadré. GM : gneiss minuti. ME : micaschistes éclogitiques.

2 - CONSTITUTION LITHOLOGIQUE ET STRUCTURE ANTEALPINE DE LA CROUTE EUROPEENNE : LE GRAND PARADIS

Le massif du Grand Paradis peut être subdivisé (cf. infra) en deux unités majeures, qui contiennent toutes deux des termes ortho- et paradérivés.

a. L'unité supérieure (fig. 1.3) comprend pour l'essentiel des orthogneiss auxquels s'ajoutent des paragneiss et amphibolites, qui n'apparaissent en quantité importante que sur le versant valdotain. Des écailles de couverture mésozoïque sont localement observables à la bordure externe du massif du Grand Paradis.

1. Parmi les orthogneiss, il est possible de distinguer quatre types majeurs.

Le premier (type A) est représenté par un faciès classique : ce sont les gneiss oeillés, qui dérivent de métaгранodiorites porphyroïdes. Les reliques magmatiques sont la biotite 1 (brun-rouge à fort pléochroïsme), le microcline et l'allanite. Le quartz a totalement recristallisé lors des déformations alpines alors que le plagioclase s'est transformé en un agrégat à albite + mica blanc + grenat. Dans ces orthogneiss s'observent (i) de nombreuses enclaves para- et orthodérivées et (ii) des filons d'aplite, nombreux, ou de pegmatites à muscovite et tourmaline, rares.

Le deuxième (type B) est semblable en apparence au premier, dont il diffère par la diminution de taille du feldspath et du nombre des enclaves.

Le troisième (type C) est constitué d'orthogneiss fins, leucocrates, à tourmaline, qui présentent à l'affleurement une teinte verdâtre et sont caractérisés par la rareté de la biotite. Les orthogneiss de type C sont toujours associés aux orthogneiss de type A, à la bordure externe du massif du Grand Paradis.

Le quatrième (type D) est une brèche magmatique, non à fortement déformée, qui comprend un faciès fin sombre et un faciès grossier clair. Le faciès sombre constitue des masses décimétriques à métriques aux limites arrondies au sein du faciès clair. Les deux faciès diffèrent essentiellement par la taille du grain, car les reliques magmatiques sont de même nature : quartz, plagioclase subautomorphe (agrégat à albite + zoïsite + grenat), biotite 1, rares grains de feldspath potassique, allanite et tourmaline. De nombreuses enclaves paradérivées y sont observables.

A ces quatre types s'ajoute une lame d'orthogneiss leucocrates, en rive gauche du vallon de Bardoney, qui est caractérisée par la présence de niveaux basiques d'épaisseur métrique à reliques élogitiques (grenat + omphacite + glaucophane + mica blanc + rutile).

Ces faciès n'avaient jamais été distingués jusqu'à présent cartographiquement, ce qui permet de mettre en évidence des unités différentes (cf. infra). Pour être complet, je dois signaler les travaux de Prato (1) et Carpena (1984a, 1984b) qui ont distingué plusieurs faciès orthogneissiques. Prato (1971) a montré en particulier la localisation aux bordures du massif d'un faciès fin, dont la description est semblable à celle du troisième faciès que j'ai distingué. Carpena (1984a et b) a montré en val d'Orco l'existence d'un contact anormal majeur, qui sépare une unité inférieure à orthogneiss oeillés de type A et une unité supérieure à orthogneiss microeillés.

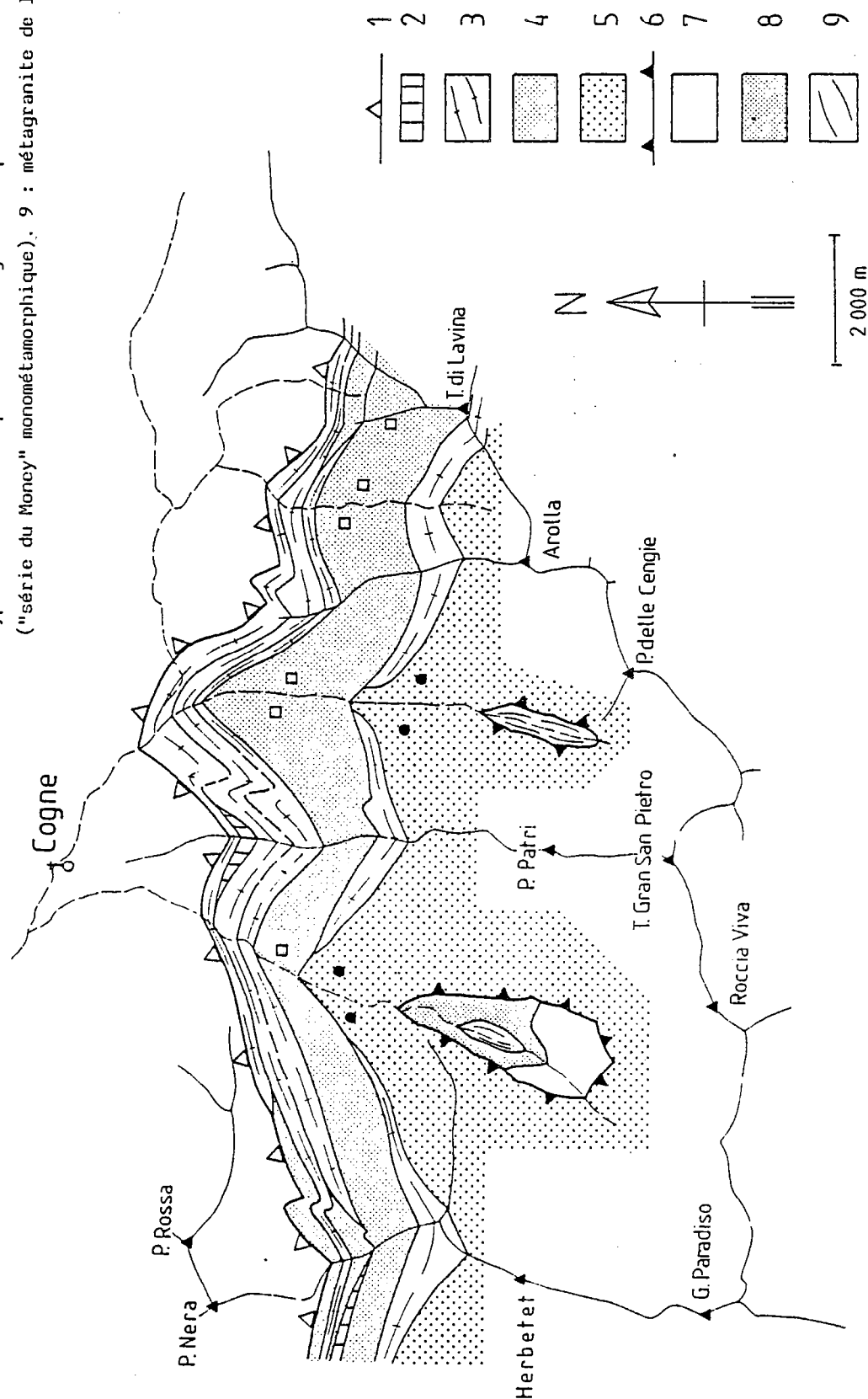
Fig.1-3 - Schéma structural de la partie N du massif du Grand Paradis.

1 : contact unité du Grand Paradis - unités océaniques.

2 à 5 : unité du Grand Paradis. 2 : écaillés de couverture mésozoïque. 3 : orthogneiss. 4 : paragneiss à reliques antéalpines = carrés vides (plagioclase, grenat, biotite, sillimanite). 5 : paragneiss à reliques antéalpines = cercles pleins (porphyroclastes de muscovite).

6 : contact unité du Money - unité du Grand Paradis.

7 à 9 : unité du Money. 7 : paragneiss polymétamorphiques et orthogneiss hyperalcalin. 8 : quartzites conglomératiques et micaschistes graphiteux ("série du Money" monométamorphique). 9 : métagranite de l'Erfault.



2. Les paragneiss et micaschistes, à quartz et "muscovite" + albite, biotite et/ou chlorite, grenat contiennent des niveaux et lentilles amphibolitiques. Ces lithologies présentent au microscope de nombreuses évidences en faveur d'une histoire polyphasée, voire polycyclique.

. Les amphibolites, où aucune relique antéalpine n'est connue, présentent d'abondantes reliques de paragenèses éclogitiques, en particulier le grenat. La rétro-morphose est en général importante, si bien que les éclogites sont rares, bien que connues dans la totalité du massif du Grand Paradis (Compagnoni et Lombardo, 1974). La 2ème partie de ce travail est consacrée à l'étude de ces éclogites.

. Dans les paragneiss et micaschistes s'ajoutent aux évidences en faveur d'une histoire alpine polyphasée l'existence de reliques antéalpines (Compagnoni et al. 1974) dont la distribution, non aléatoire, permet de mettre en évidence (i) les zones de faible déformation alpine et (ii) différentes unités de socle continental au sein du massif du Grand Paradis (cf. infra)

3. Les relations entre orthogneiss et paragneiss/amphibolites peuvent être observées dans les zones où la déformation alpine est faible ou nulle. Dans de tels cas, les granodiorites porphyroïdes recoupent le litage de l'encaissant paragneissique, qui contient des boudins amphibolitiques : les orthogneiss ocellés représentent donc des intrusions magmatiques dans un encaissant paragneissique, où ils développent un métamorphisme de contact (fig. 1.4). Cette situation classique a été observée en plusieurs secteurs en rive gauche de l'Orco : vallon de Piantonetto (Callegari et al., 1969), vallon de Forzo (Callegari et al., 1969), vallon de Campiglia (Vearncombe, 1985). Sur le versant valdotain, je n'ai observé un contact intrusif qu'en un point, sur le flanc W de l'arête N de la Torre di Lavina. Plus fréquentes et de même signification sont les observations d'enclaves paradérivées dans les orthogranites : le litage des paragneiss peut être identifiable même en cas d'intense déformation alpine, où il est microscopiquement oblitéré par une foliation alpine.

4. La couverture mésozoïque comprend (Elter 1971, 1972) des quartzites micacés du Trias inférieur, des marbres à niveaux dolomitiques du Trias moyen-supérieur (auxquels sont souvent associés des cargneules) puis des calcschistes liasiques qui, dans les portions de couverture encore adhérente au socle, ne sont plus observables que dans le cirque de Loson.

5. En conclusion, je soulignerai le caractère "piémontais" de l'unité supérieure, c'est-à-dire les analogies entre massifs du Grand Paradis et du Mont Rose. Tous deux comprennent en effet (i) un socle polymétamorphique à nombreuses intrusions de granodiorites porphyroïdes et (ii) une couverture mésozoïque de même type (avec la succession quartzites - marbres - calcschistes). Dans les deux cas, on notera l'absence de faciès détritiques du Paléozoïque supérieur.

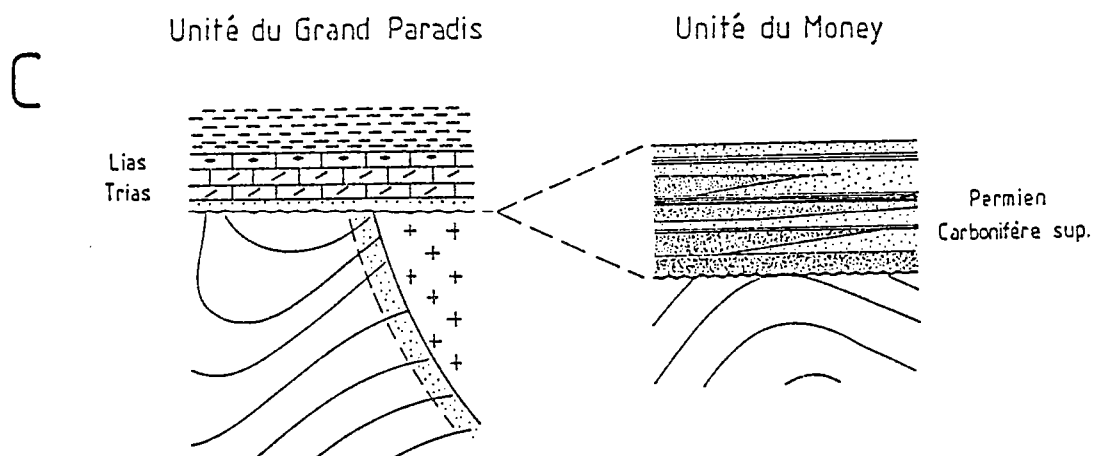
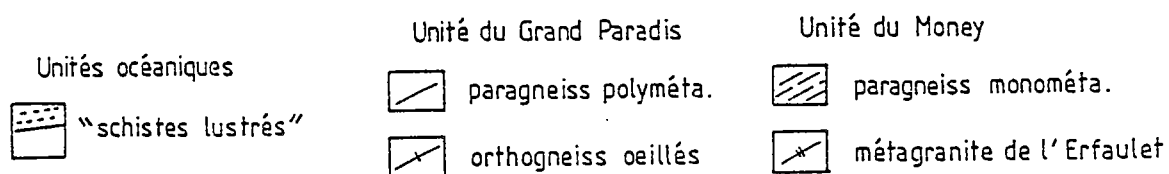
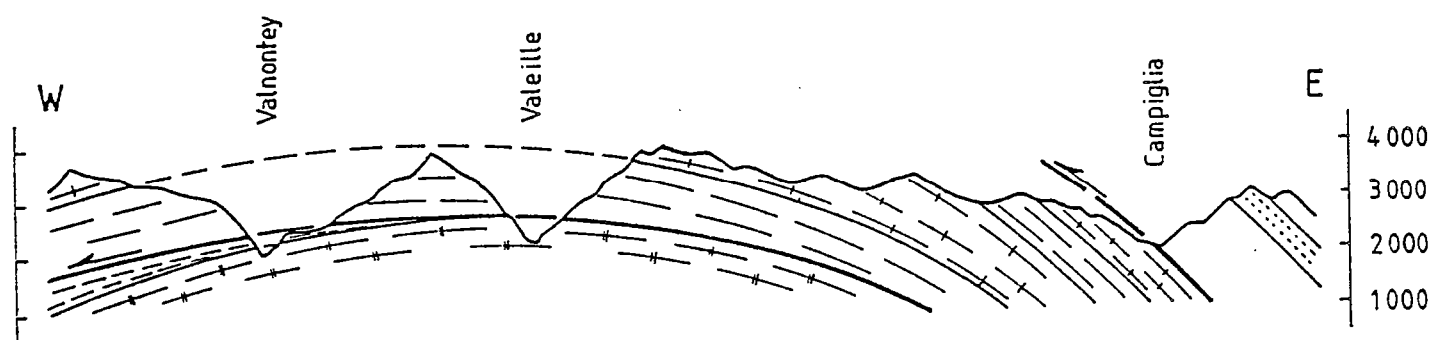
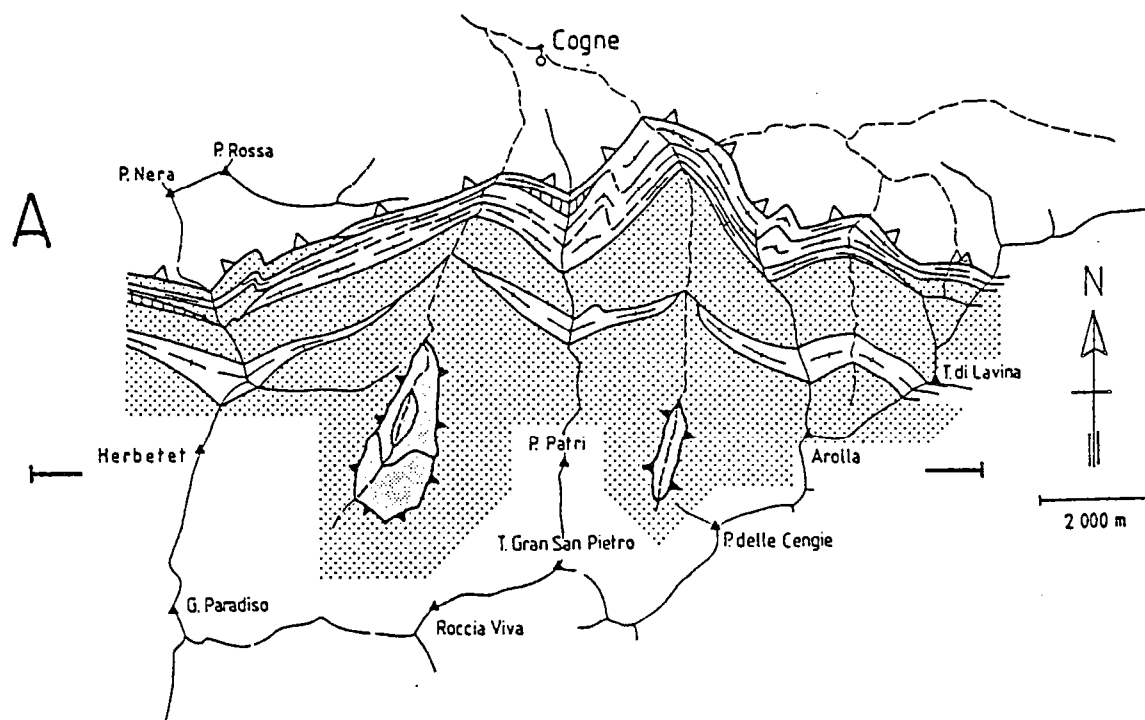


Fig.1-4 - Schéma structural (A), coupe schématique (B), constitution lithologique et structure antéalpine (C) de la partie N du massif du Grand Paradis.

b. L'unité inférieure (fig. 1.3) comprend, comme l'unité supérieure, des ortho- et des paragneiss, mais ceux-ci sont de nature différente.

1. Les orthogneiss comprennent deux types :

Le premier (métagranite de l'Erfault, Compagnoni et al. 1974) est un faciès leucocrate, à quartz + albite + muscovite + biotite + grenat, où les seules reliques magmatiques sont le microcline (grains dispersés de petite taille) et l'allanite, rare. Ce granite ne contient jamais d'enclaves. Une différence notable de faciès, notée antérieurement par Compagnoni et al. (1974), existe entre Valeille et Valnontey, le grain étant plus grossier en Valeille qu'en Valnontey.

Le deuxième, inconnu jusqu'à présent, est représenté par un faciès leucocrate, où les reliques magmatiques, lorsqu'elles existent, sont réduites à des porphyroclastes de plagioclase maclé, où les enclaves sont totalement absentes et où s'observent de rares filons de petite taille à quartz et microcline (\pm calcite). Les paragenèses observées sont caractérisées par la présence de biotite à fort pléochroïsme (noir à vert jaune) et de grenat auxquels s'ajoutent soit un mica blanc, soit une amphibole à fort pléochroïsme (bleu noir à jaune vert) de type riebeckite-arfvedsonite. Ces caractères permettent d'affirmer l'origine hyperalcaline de cette roche magmatique.

2. Plusieurs ensembles lithologiques sont distinguables parmi les termes paradérivés.

L'élément caractéristique de l'unité inférieure est les séries paradérivées monométamorphiques (gneiss et micaschistes du Money, Compagnoni et al., 1974) : lorsque la stratification est encore observable, ce qui est généralement le cas, il s'agit d'alternances décimétriques à métriques de faciès fins sombres (gris à noirs) et de faciès fins à grossiers clairs (blancs à beiges). Ces derniers présentent des passées conglomératiques (faciès à nodules quartzeux centimétriques à décimétriques) (Amstutz, 1962, Compagnoni et al. 1974).

Dans cette série, sont observables de rares filons aplitiques. Les lentilles amphibolitiques sont totalement absentes. Les analyses texturales mettent en évidence l'histoire polyphasée du métamorphisme alpin, si bien qu'il serait là encore nécessaire de décrire plusieurs échantillons : je noterai cependant dès maintenant l'abondance du graphite et du grenat (à inclusions de chloritoïde) dans les niveaux fins gris à noirs.

Des gneiss et micaschistes hétérogènes, à nombreux rubans quartzeux et rares lentilles amphibolitiques, constituent une formation homogène que j'attribue, même en l'absence de reliques antéalpines, aux ensembles paradérivés polymétamorphiques.

3. En l'absence de zones à faible déformation alpine, les relations entre ces lithologies sont conjecturales (fig. 1.4). Les filons aplitiques dans la série du Money pourraient être attribués au granite de l'Erfault bien que le contact entre ces deux lithologies paraisse tectonique. Des filons d'orthogneiss alcalins dans les séries paradérivées mono- ou polymétamorphiques n'ont pas été mis en évidence.

4. En conclusion, je soulignerai que l'unité inférieure comprend deux lithologies caractéristiques :

- La série du Money présente de fortes analogies avec la série de Pinerolo dans le massif de Dora-Maïra (Vialon, 1966 et 1967) et avec le Paléozoïque supérieur de la zone Briançonnaise.

- Les orthogneiss hyperalcalins pourraient rappeler certaines roches magmatiques de la zone briançonnaise, en particulier certains faciès subvolcaniques du val d'Aoste (Caby 1968, 1974), bien que cet auteur n'y ait pas signalé d'amphiboles sodiques.

L'unité inférieure présente donc de fortes analogies avec le Paléozoïque de la zone briançonnaise.

3 - CONSTITUTION LITHOLOGIQUE ET STRUCTURE ANTEALPINE DE LA CROÛTE OcéANIQUE : LES SCHISTES LUSTRES

Les unités océaniques de la région de Cogne ont été étudiées dans un secteur restreint, que limitent le rétrocharriage au N et le contact Grand Paradis - "schistes lustrés" au S d'une part, Lillaz à l'W et l'Alpe Tsavanis à l'E d'autre part. Une synthèse de mes travaux cartographiques est présentée planche 1, hors texte : ce travail précise et complète ceux disponibles, en particulier la carte d'Amstutz (1962).

Dans le secteur étudié, les unités océaniques peuvent être subdivisées en un ensemble inférieur, où dominent ultrabasites et basites, et un ensemble supérieur où dominent les calcschistes. La signification d'une telle distinction sera envisagée lors de la discussion de la structure des unités océaniques.

a. Ensemble inférieur

Plusieurs unités y sont distinguables que, pour des raisons de commodité, j'ai nommées (de bas en haut), unités de la Cima di Bardoney, du Lago di Lloye et de la Testa Gouilles (fig. 1-5).

1. Unité de la Cima di Bardoney

A la base des "Schistes lustrés" s'observent de nombreuses écaillés de faibles dimensions (de l'ordre de 100 m à 1 km d'extension et de 10 à 100 m d'épaisseur) de lithologies variées : aussi ai-je renoncé à distinguer sur la carte les différentes écaillés, à l'exception de certaines d'entre elles. Sont ainsi observables :

- . des serpentinoschistes à métaroddingites, en contact avec les marbres triasiques au fond du vallon de Bardoney par l'intermédiaire d'épidotitites;
- . des métagabbros magnésiens, en contact avec les gneiss ocellés en rive droite du vallon de Bardoney;
- . des prasinites hétérogènes (métabrèches de coussins ?);
- . des calcschistes;
- . des métagabbros magnésiens à lentilles éclogitiques (métagabbros ferro-titanés), sur lesquels reposent en contact stratigraphique primaire des micaschistes et calcschistes à lentilles basiques (formation de Riffelberg-Uparten de Bearth, 1964);
- . des prasinites litées.

Cette unité apparaît donc comme une "zone de mélange", où il est vain de rechercher une logique dans la répartition des lithologies.

2. Unité du Lago di Lloye

Cette unité est constituée de serpentinites qui forment une épaisse dalle dont la surface supérieure affleure sur de grandes étendues en versant gauche du vallon de l'Urtier. La caractéristique majeure de ces serpentinites est l'hétérogénéité de la

texture, qui tient en partie à l'hétérogénéité de la déformation mais aussi à l'existence de reliques texturales et/ou minéralogiques ("serpentinites à résidus", Elter, 1971, p. 161). Je n'y ai jamais observé de métarodingites. Des niveaux à magnétite (soit sous forme de grains auto- à subautomorphes dispersés, soit sous forme de petites lentilles (10 cm x 1 cm environ) noires et massives) sont localement observables.

Sur ces serpentinites reposent sur une épaisseur variable (au plus quelques mètres) des marbres dans lesquels s'observent (i) des niveaux millimétriques à centimétriques où abondent des grains de toutes tailles (mm à cm) de serpentinite et (ii) des nodules verdâtres centimétriques à décimétriques épidotiques. Cette formation carbonatée est un repère lithologique de 1er ordre au toit de l'unité du Lago di Loe. Son interprétation est difficile eu égard à l'intensité de la déformation. Comme l'a déjà envisagé Elter (1971, p. 161), il s'agit probablement d'une couverture carbonatée en contact primaire avec les ultrabasites (ophicalcites sédimentaires). Dans les boues carbonatées se seraient interstratifiés des sables serpentineux d'une part, des clastes basiques d'autre part (qui, en réagissant avec la matrice, formeraient les nodules épidotiques).

Pour être complet, je dois ajouter l'existence, au contact entre les deux unités du Lago de Loe et de la Testa Goilles, d'écailles de faible épaisseur (~ 10 m) où s'observent, au-dessus de metabasites, des micaschistes à ankérite et grenat et des calcschistes ou des quartzites manganésifères et des calcschistes à nodules basiques (en rive gauche du torrent Urtier, par exemple sous le pont de "la haute route n° 1").

3. Unité de la Testa Goilles

Cette unité est constituée d'alternances décimétriques à métriques de metabasites claires et sombres à abondantes reliques de texture gabbroïque.

- . Les métagabbros clairs (verdâtres à blanchâtres), où grenat et rutile sont rares, présentent d'importantes variations de la proportion modale des phases ferromagnésiennes et/ou de la taille des grains, qui révèlent d'importantes hétérogénéités du matériel initial : ce sont des métagabbros magnésiens.

- . Les métagabbros sombres (noirâtres), que caractérise l'abondance du grenat et du rutile, forment depuis des niveaux continus à l'échelle pluridécimétrique jusqu'à des lentilles isolées de l'ordre du cm-dm : ce sont des métagabbros ferro-titanés.

Les processus de boudinage affectent les niveaux ferro-titanés selon des modalités variables (depuis l'ouverture de fentes entre deux boudins jusqu'à l'apparition de bandes de cisaillement entre deux lentilles) qui dépendent de l'épaisseur initiale du niveau considéré et du contraste de ductilité entre les deux lithologies.

Au toit des métagabbros sont observables, sur une faible épaisseur (~ 10 m), des alternances centimétriques à décimétriques de micaschistes à ankérite - grenat, de calcschistes à grenat et pseudomorphoses de lawsonite et de marbres à calcite + quartz + phengite + grenat + zoïsite ("marbres impurs" des auteurs italiens).

Au-dessus de ces calcschistes affleurent des prasinites qui dérivent probablement de métatuffites comme en témoigne leur structure litée.

b. Ensemble supérieur

L'ensemble supérieur comprend deux unités majeures (unités de Crêt à la base et de l'Alpe Broillot au sommet) dont la distinction pose des problèmes sur le terrain, où les calcschistes de la base de l'unité de l'Alpe Broillot ne peuvent pas toujours être distingués de ceux du sommet de l'unité de Crêt.

1. Unité de Crêt

Cette unité comprend, à la base, des métagabbros au-dessus desquels s'observe une épaisseur considérable (≈ 350 m) de "schistes lustrés".

. Les métagabbros magnésiens se présentent sous forme de prasinites claires (blanchâtres à verdâtres), où les prophyoblastes d'albite ont souvent un développement important, à nombreuses reliques de texture gabbroïque (y compris hétérogénéités initiales), qui contiennent des nodules à actinote et des niveaux à mica chromifère. De rares lentilles sombres (vertes à noires) pourraient être des métagabbros ferro-titanés. Sur ces métagabbros repose, en position inverse, une couverture sédimentaire de type Riffelberg-Garten (Bearth, 1964). Celle-ci comprend, au contact avec les métagabbros, des alternances centimétriques à décimétriques de quartzites rosés et de micaschistes blancs, auxquels succèdent des calcschistes à nodules basiques (clastes ophiolitiques).

. Les "schistes lustrés" constituent une formation homogène et monotone de calcschistes à grenat et pseudomorphoses de lawsonite (à zoïsite et mica blanc), où s'observent des nodules ankéritiques, des niveaux décimétriques de chloritoschistes et/ou serpentinoschistes et des rubans quartzeux dont l'abondance est localement caractéristique (par exemple dans le torrent ou sur la route entre Cogne et Lillaz, à Crêt, aux Teppe Lunghe). Dans la partie supérieure des "schistes lustrés" s'intercalent plusieurs niveaux prasinitiques métriques à plurimétriques.

Les relations entre métagabbros et calcschistes sont inconnues : il s'agit probablement d'un contact tectonique.

2. Unité de l'Alpe Broillot

Cette unité comprend, de haut en bas :

. Des metabasites (prasinites), dont l'hétérogénéité laisse penser qu'il s'agit de metabrèches de coussins, qui forment en particulier la barre des Coste di Piemonte.

. Des "schistes lustrés" où peuvent nettement être individualisées quatre formations :

- des marbres purs, de couleur variée (~ 1 m), en repos sur les brèches,
- des alternances centimétriques à pluricentimétriques de marbres impurs et de calcschistes gris (3 - 5 m),
- des schistes noirs (environ 5 m),
- des calcschistes (de 5 à 10 m).

Cette coupe peut être observée au S de l'Alpe Broillot dans des conditions exceptionnelles d'affleurement. Des variations latérales de faciès sont observables vers l'E et vers l'W (à la base des Coste di Piemonte), où les marbres purs disparaissent au profit de quartzites micacés.

Au dessus de la barre des Coste di Piemonte et au-dessous du rétrocharriage s'observent des calcschistes dont les relations avec les metabasites sous-jacentes ne peuvent être caractérisées (contact stratigraphique ou tectonique).

c. Discussion

Depuis la distinction au sein des "schistes lustrés" de deux types de séries, les unes à substratum continental, les autres à substratum océanique (Lemoine, 1971; Elter, 1971), l'étude des secondes n'a progressé que dans les domaines où l'intensité de la déformation alpine a permis la préservation des caractères initiaux des séries sédimentaires.

Tel n'est pas le cas de la région de Cogne, où seules peuvent être argumentées des comparaisons. A ce titre, les observations précédentes mettent en évidence trois caractéristiques essentielles des unités océaniques, qui paraissent communes à la totalité des unités décrites dans les Alpes et les Apennins. Ce sont (fig. 1.5) :

1. La diversité des séquences sédimentaires.

Dans le secteur analysé, seule la série de l'Alpe Broillot est comparable à la série de Chabrière (Lemoine, Steen et Vuagnat, 1970), dont les métaradiolarites basales sont datées de l'Oxfordien supérieur - Kimmeridgien inférieur (Wever et Caby, 1981, Schaaf et al., 1985). La série se poursuit probablement jusqu'au Crétacé moyen, auquel sont attribuées les argilites noires.

Les autres séries observées relèvent d'autres logiques sédimentaires, qui ne sont pas clairement déchiffrables dans la région de Cogne.

2. L'hétérogénéité du substratum des couvertures océaniques

Les séries observées reposent sur des termes variés du manteau et/ou de la croûte océanique : ultrabasites (unité du Lago di Loya), gabbros (unité de la Cima di Bardoney et de Crêt), brèches de coussins (unité de l'Alpe Broillot).

3. L'existence d'un détritisme ophiolitique au sein des séries océaniques

Toutes les séries océaniques présentent, à des degrés divers, des témoins de détritisme de matériel ultrabasique (par exemple : intercalations de sables serpentineux dans les marbres de l'unité du Lago di Loya) et basique.

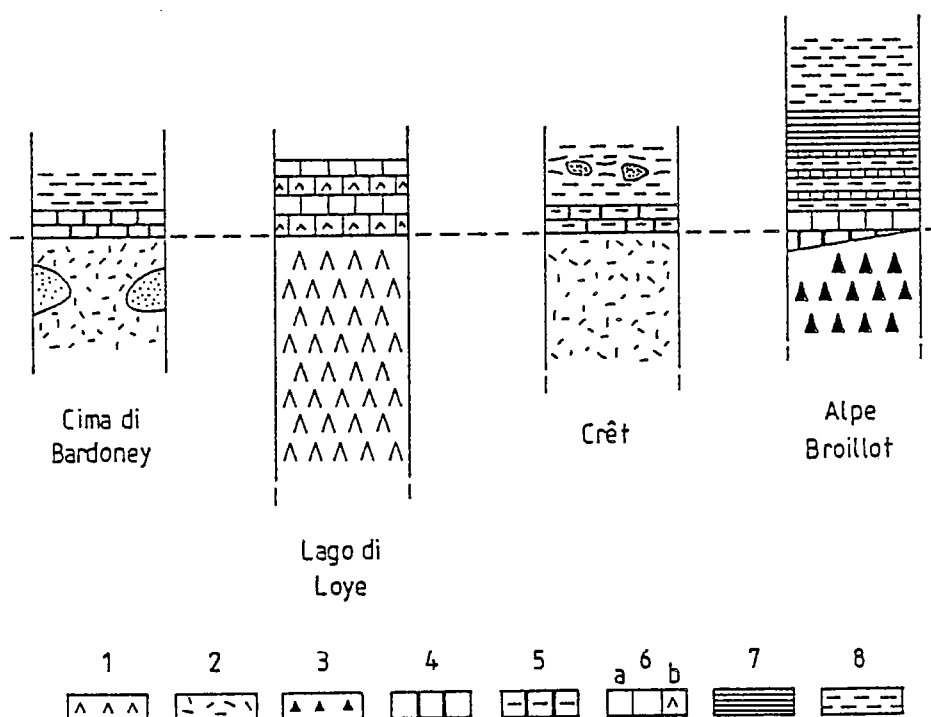


Fig.1-6 - Coupes simplifiées des séries sédimentaires océaniques. 1 : serpentinites. 2 : métagabbros. 3 : brèches de basaltes. 4 : microquartzites manganésifères (métaradiolarites ?). 5 : micaschistes à ankérite-grenat. 6 : marbres (a) à débris serpentineux (b). 7 : métapélites noires. 8 : calcschistes.

Ces trois caractéristiques sont devenues classiques (Lagabrielle, 1982, Lagabrielle et al., 1984) : elles reflètent l'existence d'une tectonique océanique, qui contribue à structurer la croûte océanique avant la tectonique alpine (Lombardo et Pognante, 1982).

II.2 - STRUCTURE DES UNITES PENNIQUES

1 - LE CONTACT GRAND PARADIS - SCHISTES LUSTRES

Jusqu'aux travaux d'Elter (1960, 1971, 1972), tous les auteurs (Argand, 1934; Michel, 1953; Amstutz, 1962) ont considéré la succession Trias - "schistes lustrés à roches vertes" comme la couverture mésozoïque, autochtone ou parautochtone, du massif du Grand Paradis. Il revient donc à Elter d'avoir montré (i) la nature tectonique du contact Grand Paradis - schistes lustrés et (ii) l'existence de lambeaux de couverture mésozoïque du socle antéalpin.

a. Géométrie du contact

Le contact entre unité du Grand Paradis (socle antéalpin + couverture mésozoïque) et unités océaniques est une surface plane, non plissée, qui, à la bordure N du Massif du Grand Paradis, présente un pendage de l'ordre de 40° vers le N. Le contact est parallèle à la foliation.

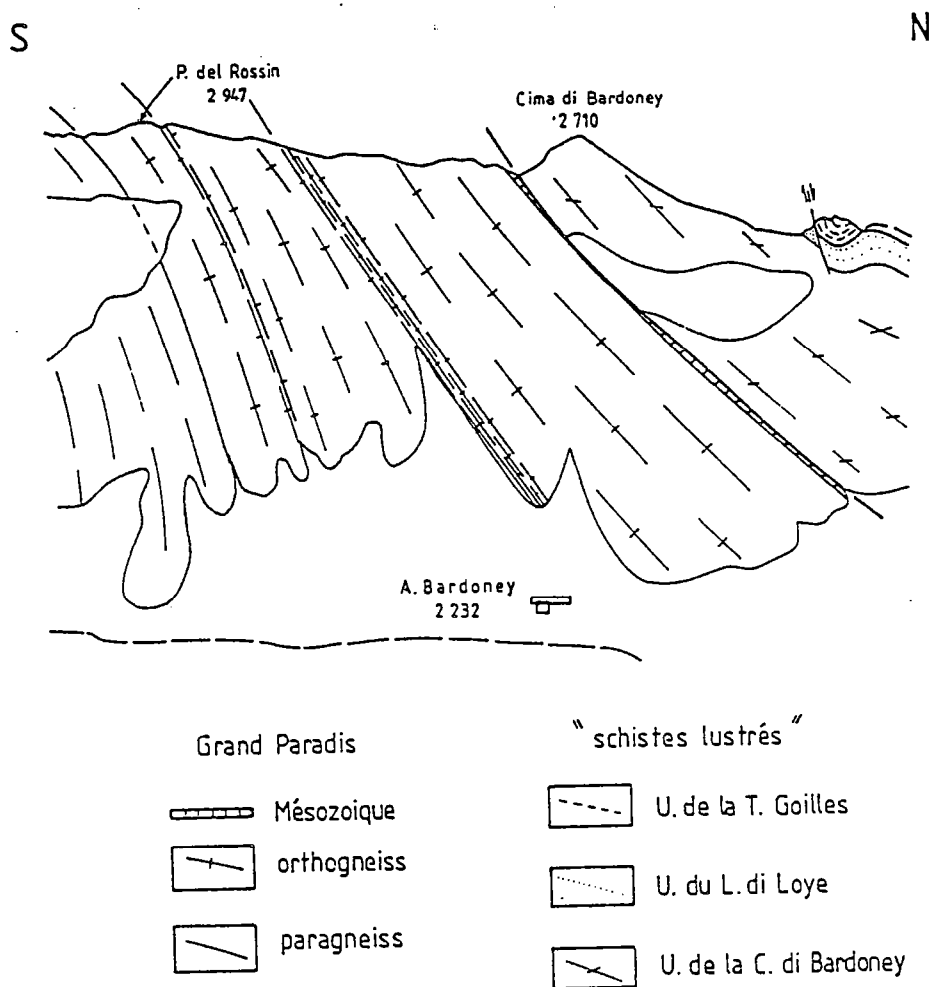


Fig.1-7 - Le contact unité du Grand Paradis - unités océaniques en rive gauche du vallon de Bardoney (dessin d'après photographies).

La couverture mésozoïque est toujours décollée du socle antéalpin. Au mieux, elle est en contact avec le socle par l'intermédiaire de cargneules, au-dessous desquelles s'observent localement des écailles décimétriques de quartzites du Trias inférieur : tel est par exemple le cas en rive gauche du Valnontey. Au pire, la présence sous les cargneules de serpentinites, de calcschistes à grenat - zoïsite et micaschistes à grenat, bien que d'épaisseurs réduites (entre 2 et 5 m), met en évidence l'allochtonie relative de la couverture mésozoïque.

Si j'insiste sur ce point, c'est par comparaison avec ce qui est connu dans le massif du Mont Rose (Mattaue, 1981; Lacassin, 1984; Lacassin et Mattauer, 1985). Celui-ci présente en effet avec le massif du Grand Paradis deux différences majeures : d'une part, la couverture mésozoïque (quartzites du Trias inférieur et carbonates du Trias moyen à supérieur) est adhérente au socle antéalpin, en l'occurrence des paragneiss, avec lequel elle est plissée. D'autre part, il s'intercale entre les unités océaniques et la zone de Zermatt et l'unité du Mont Rose, une écaille de calcschistes (liasiques à post-liasiques) à la base desquels s'observent des cargneules, le Trias quartzitique ou carbonaté étant absent.

Ces observations mettent en évidence le comportement de la couverture mésozoïque durant la tectonique alpine : le Mésozoïque est décollé par rapport au socle, soit à l'interface socle-couverture (Grand Paradis), soit à un niveau élevé - post-triasique dans le Mont Rose - de la série sédimentaire (fig. 1.7).

b. Structure du massif du Grand Paradis à proximité du contact

Le contact entre Grand Paradis et "schistes lustrés" est caractérisé par l'existence de plusieurs zones de cisaillement, d'épaisseur réduite (— 10 m) et d'extension considérable (~ 10 km), qui sont soulignées sur le terrain par le développement de zones mylonitiques aux dépens des orthogneiss.

Les zones de cisaillement limitent plusieurs lames orthogneissiques, entre lesquelles s'observent des écailles de matériel continental paléozoïque (paragneiss et amphibolites) et mésozoïque (cargneules, marbres et calcschistes), océaniques (serpentinites) ou d'attribution discutée ("micaschistes argentés" et faciès associés).

La géométrie des zones de cisaillement peut être précisée grâce aux cartes de Dal Piaz (1928), Amstutz (1962) et mes propres levés dans les vallons du Bardoney et des Eaux Rouges (Pl. 1 HT). Une synthèse de ces cartes montre que les zones de cisaillement sont des structures planaires anastomosées à grande échelle (à l'échelle de la dizaine de kilomètres). Malgré les incertitudes de détail, la figure 1.3 montre la présence d'écailles de socle paléozoïque (entre lesquelles subsistent localement des écailles de couverture mésozoïque) dans la partie externe (superficielle) du massif du Grand Paradis.

L'interprétation du contact Grand Paradis - "schistes lustrés" telle qu'elle est ici présentée est en contradiction avec les interprétations classiques pour lesquelles les "pincées" de cargneules, marbres et calcschistes sont des "synformes" de couverture au sein du socle. A mon sens, cette conception est en contradiction avec l'existence de zones mylonitiques, qui mettent en évidence un gradient d'intensité de la déformation à proximité du contact.

2 - LES UNITES OCEANIQUES ("SCHISTES LUSTRES")

Les "schistes lustrés" paraissent a priori constitués d'un empilement d'écailles de constitution différente et sans extension latérale. Aux limites entre écailles s'observent des niveaux de faible compétence (serpentinischistes et calcschistes). Aucune structure majeure ne peut être mise en évidence : tout au plus est-il possible de préciser la polarité de certaines séries (par exemple inverse pour l'Unité de l'Alpe Broillot).

Au sein des unités océaniques ont néanmoins été distingués, sur des critères lithologiques, deux ensembles : dans l'ensemble inférieur dominant ultrabasites et basites alors que les calcschistes constituent la majeure partie de l'ensemble supérieur. Quelle est la signification de cette distinction ?

a. Une bipartition des "schistes lustrés" sur des critères semblables a été proposée par Benciolini et al. (1984) dans un secteur adjacent (le haut Val Soana) : aux unités océaniques à métamorphisme éclogitique de type Zermatt s'opposeraient les unités de calcschistes en faciès schiste vert de type Combin.

Les différences entre zones de Zermatt et du Combin ont été discutées antérieurement (chap. 1) : les deux zones diffèrent pour l'essentiel par leur histoire métamorphique, la zone du Combin n'ayant pas subi d'histoire éclogitique. Dans le secteur étudié, aucune différence d'histoire métamorphique ne peut être mise en évidence entre les deux ensembles :

- . Dans l'ensemble inférieur, les reliques de paragenèses éclogitiques sont abondantes dans toutes les unités et toutes les lithologies, en particulier les metabasites des unités de la Cima di Bardoney et de la Testa Goilles.

- . Dans l'ensemble supérieur, si la rétro-morphose des metabasites est importante, la présence dans les calcschistes de pseudomorphoses de lawsonite à zoïsité + micas blancs et de l'association calcite + quartz + micas blancs + grenat + zoïsité témoigne de l'existence d'un métamorphisme éclogitique.

Les équivalences proposées ne sont en tout cas pas valides pour le secteur étudié : les "schistes lustrés" sont dans leur totalité attribuables à la zone de Zermatt - Saas Fee.

b. Les deux ensembles sont séparés, à l'extrémité E de la carte (pl. 1 H1) et au delà, par des lithologies dont certaines au moins sont attribuables à un socle antéalpin.

- . Elter (1983, com. orale) m'a signalé l'existence d'une écaille de socle antéalpin d'affinité austroalpine aux Laghi Miserin.

- . Amstutz (1962, p. 40-41) a décrit "au N du vallon Acque Rosse, à environ 200 m au SSW du pt 2601, une lame de gneiss albitique à muscovite, biotite partiellement chloritisée, épidote, sphène, apatite, avec quelques restes d'orthose et de plagioclase acide à macles polysynthétique" : il pourrait s'agir d'un orthogneiss, mais il n'a pu être observé depuis (Elter, 1986, com. orale).

. Cet "orthogneiss" affleure au sein de prasinites (Amstutz, 1962). Il s'agit en fait d'un faciès particulier que je ne connais nulle part dans les unités océaniques et qui, pour cette raison, a été distingué sur la carte (pl. 1 HT). Les prasinites sont des gneiss à amphibole, dont la paragenèse syncinématique (quartz + plagioclase + épidote + amphibole bleue verte + chlorite + sphène) se développe aux dépens d'une association éclogitique relictuelle (quartz + mica blanc + grenat + zoïsite + rutile + amphibole et pyroxène sodiques).

Cette discussion permet deux conclusions :

1. Les unités océaniques appartiennent dans le secteur étudié à la zone de Zermatt - Saas Fee : toutes les unités océaniques entre le Grand Paradis d'une part, le rétrocharriage d'autre part, sont éclogitiques. Ceci ne préjuge pas du métamorphisme des unités du "faisceau de Cogne" (Elter, 1971), qui sont situées au-dessus du rétrocharriage : à cet égard, le schéma de Caby et al. (1978, fig. 1) rend mieux compte de la situation que celui de Baldelli et al. (1985, fig. 1).
2. La présence d'écaillés de socle continental austroalpin au sein des unités océaniques, si elle est confirmée, est un moyen de déchiffrer les structures majeures au sein des unités océaniques.

3 - LE MASSIF DU GRAND PARADIS

Jusqu'à présent, la structure interne du massif du Grand Paradis n'a jamais fait l'objet d'études approfondies.

Dans le secteur considéré, le travail de Compagnoni, Elter et Lombardo (1974) a démontré que deux unités majeures sont tectoniquement superposées dans le massif du Grand Paradis :

. L'unité inférieure, qui affleure dans les fenêtres de Valeille et Valnontey, comprend des orthogneiss (métagranite de l'Erfault) et, en Valnontey, des gneiss et micaschistes paradérivés, à intercalations conglomératiques, monométamorphiques.

. L'unité supérieure, qui constitue la majeure partie du massif du Grand Paradis, comprend des orthogneiss ocellés (métagranodiorites porphyroïdes), dont l'encaissant est représenté par des paragneiss et amphibolites, polymétamorphiques.

Des écaillés de matériel mésozoïque (ens. A pro parte d'Elter, 1971) sont présentes, soit dans la partie externe du Grand Paradis, soit au contact Grand Paradis - "schistes lustrés".

a. L'unité supérieure (unité du Grand Paradis)

L'étude de l'unité supérieure, que j'appellerai unité du Grand Paradis, n'a été qu'ébauchée : pour être complète, elle demanderait une étude des arêtes au-dessus de 3 000 m, de façon à faire le lien avec les observations possibles en val d'Orco (Prato 1971, Carpena 1984a et b).

Sur le versant valdotain, il me paraît possible de distinguer deux "domaines" majeurs: le contact entre ces domaines est marqué par une lame d'orthogneiss ocellés qui, de la Torre di Lavina à l'E jusqu'à la Gran Serra à l'W, est parallèle au contact Grand Paradis - "schistes lustrés" (fig. 1.3).

Les deux "domaines" diffèrent par quatre caractères :

1. La répartition des faciès orthogneissiques n'est pas quelconque (fig. 1, HT). A la bordure externe du Grand Paradis, au contact avec les unités océaniques, s'observent des orthogneiss ocellés (type A) et des faciès orthogneissiques fins, leucocrates, à tourmaline (type C). La lame d'orthogneiss ocellés au contact entre les deux domaines appartient au type A. Au S de cette lame apparaissent les orthogneiss ocellés de type B, d'abord sous forme de masses ovoïdes à forte fabrique linéaire au sein des paragneiss (Arolla) puis en grandes masses homogènes (col de Bardoney, Cime di Valeille).
2. La répartition des faciès paragneissiques à reliques antéalpines n'est de même pas aléatoire, en accord avec les observations de Compagnoni et al. (1974) (fig. 1.3). Dans le domaine N s'observent les paragneiss à reliques de plagioclase, biotite, sillimanite et grenat : les observations dans le vallon de Bardoney ont montré que ces paragenèses apparaissent en fait dans les zones de faible déformation alpine (chap. 3). Dans le domaine S sont localisés les paragneiss à porphyroclastes de muscovite.
3. Dans les deux domaines, la déformation alpine est hétérogène bien que ce caractère soit plus évident pour le domaine N que pour le domaine S.
 Dans le domaine N, des zones non ou faiblement déformées sont analysables dans les orthogneiss et les paragneiss du vallon de Bardoney (chap. 3).
 Dans le domaine S, je n'ai jamais pu mettre en évidence de telles zones : il est significatif à cet égard que les reliques antéalpines soient des porphyroclastes de muscovite et non un litage antéalpin. Compagnoni et al. (1974) ont noté l'existence de filons pegmatitiques centimétriques à muscovite et tourmaline, sans préciser toutefois si ceux-ci ont encore un caractère sécant sur le litage.
4. La fabrique des orthogneiss de type A et C dans le domaine N a une forte tendance planaire, celle des orthogneiss de type B dans le domaine S ayant une tendance linéaire à linéo-planaire.

Ces deux domaines sont probablement des unités différentes en contact tectonique, ainsi que le laissent supposer les observations suivantes :

1. Dans les vallons de Bardoney et de Valeille, une zone d'intense déformation ductile, à foliation subverticale et linéation d'étirement subhorizontale, caractérise les paragneiss au contact N des orthogneiss à la limite des deux domaines. Dans cette zone, l'abondance des bandes C' senestres montre sans ambiguïté qu'il s'agit d'un décrochement senestre.

Cette zone à foliation subverticale dans le vallon de Valeille a déjà été notée par Vearncombe (1985), qui l'interprète comme une rampe ductile latérale.

2. Dans le vallon de Valnontey, Vissers et Compagnoni (1984, fig. 3) ont noté, au contact N de la lame orthogneissique, la présence de mylonites. Contrairement à ce qu'indiquait Amstutz (1962), les orthogneiss n'atteignent pas le fond du vallon, mais il subsiste dans leur prolongation une différence de lithologie (micaschistes en bas, schistes à albite - chlorite avec niveaux d'aprites et d'amphibolites à albite en haut). Je réinterprète ces données en supposant qu'il s'agit là d'un contact anormal, bien que Vissers et Compagnoni (1984) favorisent une interprétation en termes de plis.

En conclusion, la structure de l'unité supérieure reste en grande partie indéchiffrée, en l'absence de données cartographiques et structurales : la liaison avec le versant piémontais (val Soana, val d'Orco) reste à faire. Il est néanmoins possible de faire deux hypothèses :

- d'une part, l'unité supérieure peut être subdivisée en deux domaines, que sépare une zone de décrochement ductile senestre;
- d'autre part, les orthogneiss ocellés à foliation subhorizontale de la T. di Gran San Pietro reposent en contact anormal sur les paragneiss du "domaine" S, le contact étant observable au col de Teleccio.

b. L'unité inférieure (unité du Money)

En Valeille

L'unité inférieure, d'extension réduite, ne comprend que le granite de l'Erfault. L'unité supérieure est constituée, à proximité du contact, de gneiss et micaschistes auxquels sont associés d'importantes masses de metabasites (amphibolites). Une minéralisation argentifère, qui fut autrefois exploitée et dont il ne subsiste plus que les galeries effondrées, est située le long du contact anormal, en rive gauche du vallon de Valeille (Omenetto et Brigo, 1974).

Les deux unités sont caractérisées par une foliation subhorizontale, qui est parallèle au contact. La foliation porte une linéation d'étirement, de direction N 100 (fig. 1.8).

Dans le métagranite de l'Erfault, le contact entre les deux unités est souligné par une forte diminution de la taille du grain, qui met en évidence une augmentation de l'intensité de la déformation vers le contact.

De nombreuses bandes de cisaillement, qui indiquent un sens de cisaillement vers l'W, sont observables dans les faciès déformés (fig. 1.9). La déformation est synchrone de paragenèses à quartz + plagioclase (albite) + mica blanc + biotite verte. Le microcline est relictuel.

Dans les gneiss et micaschistes, aucun gradient d'intensité de la déformation n'a pu être mis en évidence, eu égard à la finesse du grain.

Dans les gneiss (gneiss albitiques à deux micas et grenat des auteurs italiens), la déformation est synchrone d'une paragenèse à quartz + plagioclase (albite) + mica blanc + biotite brune + chlorite + opaque. Le litage est parallèle à la foliation, qui tend à être obscurcie par le développement des porphyroblastes d'albite. Le grenat est une relique d'un épisode précoce (éclogitique ?) : il est soit inclus dans les porphyroblastes d'albite, soit entouré d'une couronne réactionnelle de biotite.

Dans les micaschistes s'observent macroscopiquement de nombreux microplis dont les axes sont subparallèles à la linéation d'étirement et des bandes de cisaillement, qui indiquent un sens de cisaillement vers l'W. La déformation est synchrone d'une paragenèse à quartz + mica blanc + chlorite.

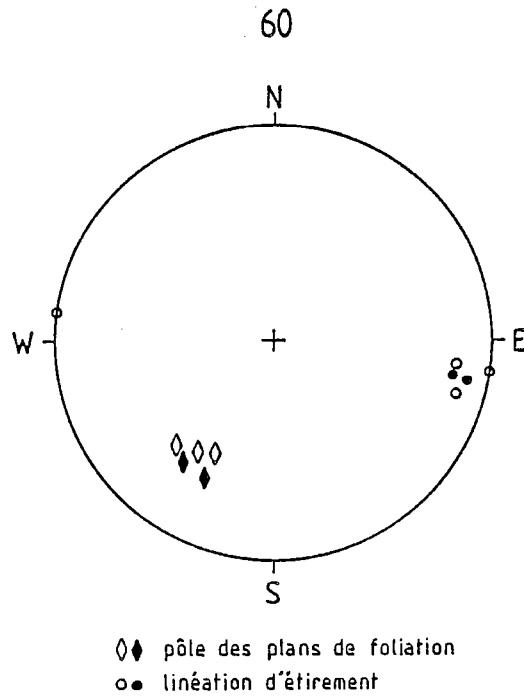


Fig.1-8 - Orientation des foliations et linéations d'étirement au contact unité du Money - unité du Grand Paradis dans le vallon de Valeille, rive gauche, près de la mine abandonnée. Symboles vides : métagranite de l'Erfault (unité du Money). Symboles pleins : micaschistes polymétamorphiques (unité du Grand Paradis).

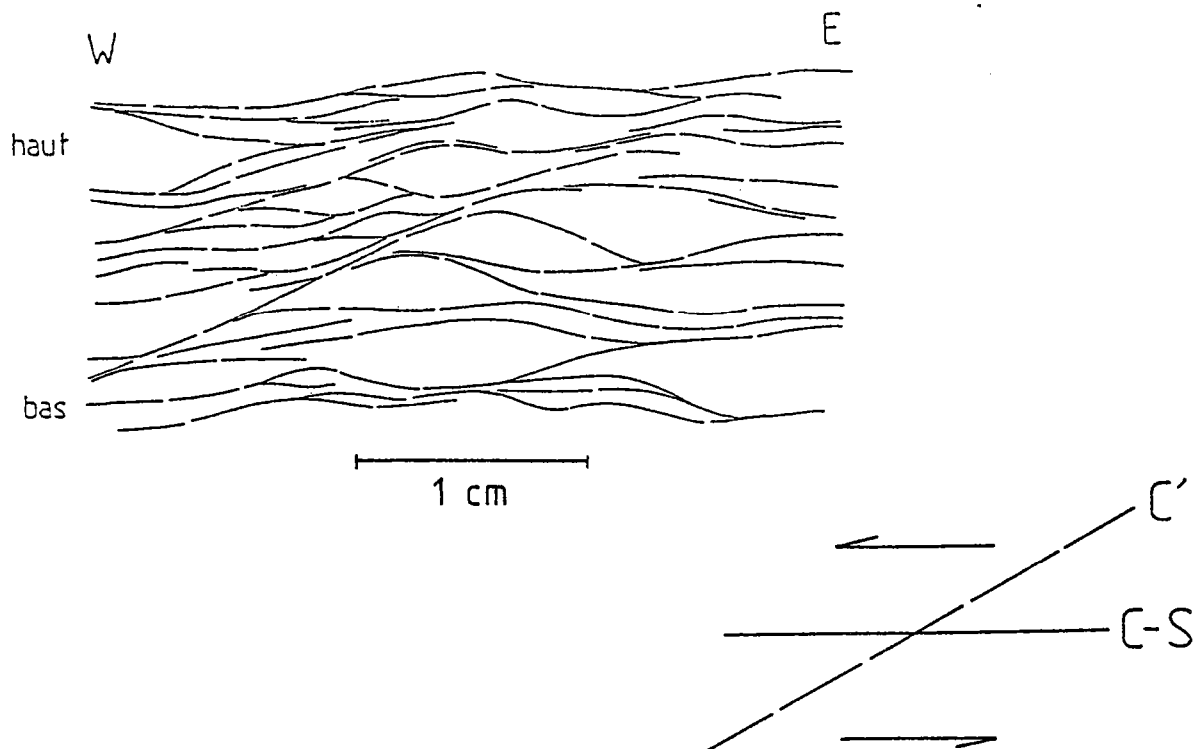


Fig.1-9 - Critères de sens de cisaillement (dans le plan XZ) dans le métagranite de l'Erfault.

En conclusion, le charriage de l'unité supérieure sur l'unité inférieure est associé à une intense déformation ductile des deux unités, qui a lieu dans les conditions du faciès schiste vert (ou du faciès amphibolite à albite - épidote).

En Valnontey

Pour Compagnoni et al (1974), le contact chevauchant entre les deux unités est situé à la limite entre les deux séries paradérivées (monométamorphique = Money à la base, polymétamorphique au sommet). La figure 4 de ces auteurs montre que le contact entre les deux séries est plissé.

Mes observations personnelles permettent de proposer une nouvelle interprétation de la structure de la "fenêtre du Money" (fig. 1.10). Aussi ai-je jugé utile de fournir quelques descriptions de détail. Il me paraît toutefois nécessaire de signaler au lecteur la difficulté d'accès de certains secteurs qui pourraient fournir les clés essentielles de la structure observée.

Par commodité, je décrirai la partie aval (N) de la fenêtre puis la partie amont (S) de la fenêtre, en examinant pour l'essentiel la rive gauche.

Partie aval (N)

Dans la partie aval (N) de la fenêtre, la succession suivante est facilement observable (de bas en haut) : métagranite de l'Erfault, série monométamorphique du Money, séries polymétamorphiques.

Le contact entre les deux séries paradérivées est souligné par une lame d'orthogneiss fins de faible épaisseur (au maximum 20 m), qui figure déjà partiellement sur la carte d'Amstutz (1962), il s'agit là d'un repère de 1^{er} ordre, qui permet de définir avec précision la géométrie du contact.

Celui-ci est en effet observable (i) dans de bonnes conditions en rive gauche au sommet du cône d'éboulis au débouché du torrent Gran Val et (ii) en rive droite sur le sentier du Money, lorsque celui-ci oblique vers la gauche (N) sur un replat, après la raide montée dans les éboulis. Dans le premier cas, foliation et linéation d'étirement sont parallèles dans les deux lithologies. Dans le deuxième cas, est seul observable le contact entre série du Money et lame d'orthogneiss : là encore, foliation et linéation d'étirement sont parallèles.

Partie amont (S)

Dans la partie amont (S) de la fenêtre, la lame d'orthogneiss qui marquait dans la partie aval de la fenêtre le contact entre les deux séries diminue progressivement d'épaisseur et disparaît. Ceci est observable :

- en rive gauche dans les parois au-dessus du pont de l'Erfault (fig. 1.10);
- en rive droite sur le sentier du Money : le dernier affleurement de la lame orthogneissique est observable au S du point 2289, de part et d'autre de la crête morainique que traverse le sentier.

Il est donc nécessaire de définir la géométrie du contact, une fois que ce marqueur a disparu.

Sur le versant E du vallon de Valnontey (fig. 1.10), le contact entre les deux unités se poursuit subhorizontalement à une altitude d'environ 2250 m : une nette discontinuité est observable à cette altitude, que marque en particulier les ruines d'un alpage (Cesera à 2241 m), cette discontinuité étant dans le prolongement de la lame orthogneissique après sa disparition.

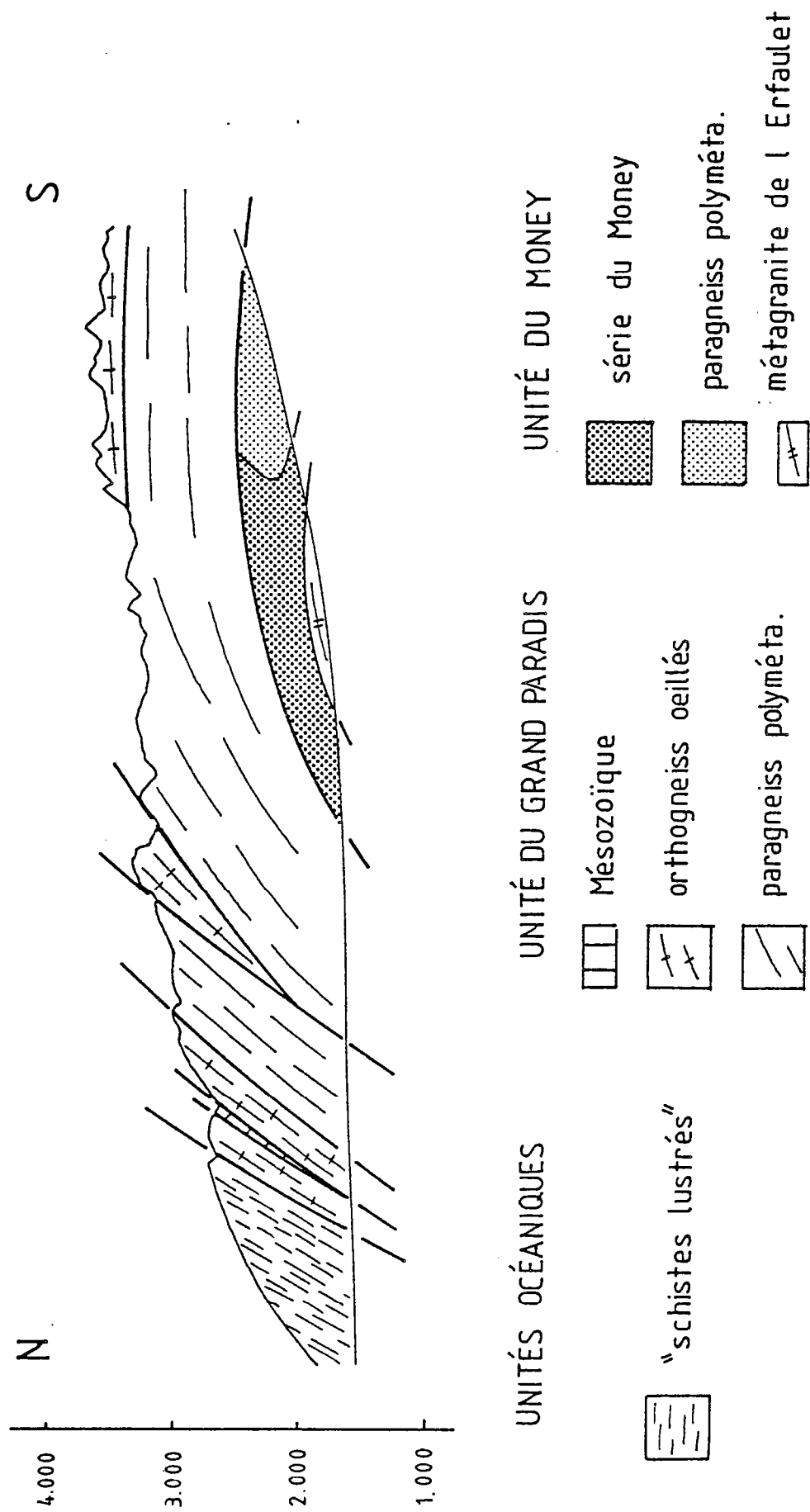


Fig.1-10 - Coupe interprétative du vallon de Valnonley.

Cette structure serait pure hypothèse si une preuve n'était pas disponible : il existe, à l'extrémité S du contact, un petit affleurement de faciès métaconglomératique (fig. 1.11). Le litage sédimentaire, identifiable sans ambiguïté (alternance de niveaux conglomératiques et de micaschistes noirs), est vertical. La foliation subhorizontale porte une linéation d'intersection et d'étirement N 100.

Sur le versant W du vallon de Valnontey, les choses sont a priori moins claires, perdues dans les parois sous les chutes de séracs des glaciers du Coupé di Money et du Money ou dans les placages morainiques à la base de ces glaciers.

En conclusion, je voudrais aborder deux problèmes :

Structure de l'unité du Money

Le problème peut être résumé de la façon suivante : étant donné que dans l'unité du Money existent au moins quatre types de lithologies (métagranite de l'Erfault, série monométamorphique du Money, orthogneiss hyperalcalin et micaschistes polymétamorphiques), quelle est la nature du contact entre ces lithologies ?

Le contact entre série du Money et lithologies sus-jacentes est probablement un contact tectonique. En font foi l'existence d'un gradient d'intensité de la déformation dans les niveaux conglomératiques au sommet de la série du Money (en rive gauche, sur le sentier de l'Herbetet, à proximité du point où est gravé GLACIER 1866). Ce contact semble plissé, comme le montrent une observation des falaises en rive droite et, dans une moindre mesure, en rive gauche, où les différences d'altitude du sommet de la série du Money de part et d'autre du torrent de l'Herbetet imposent un plissement du contact.

Etant inaccessibles, les charnières de ce pli sont inobservables : la nature des surfaces plissées (stratification S_0 , foliation S_1) et le caractère synschisteux (syn S_1 ou post S_1 -syn S_2) ne peuvent être établis.

Malgré ces incertitudes, j'admettrai que l'unité inférieure permet d'observer un contact anormal précoce plissé, antérieur au contact anormal tardif non plissé qui est le contact entre les unités du Money et du Grand Paradis.

Age du contact entre unités du Money et du Grand Paradis

Etant donné que toutes les unités présentent une foliation subhorizontale avec linéation d'étirement N 90-100 et que la foliation est parallèle au contact, ce dernier est a priori syn - à post- D_2 .

Des observations précises sur ce point n'ont pu être obtenues qu'en rive droite, où le contact entre série du Money et unité supérieure est observable dans le torrent du Money.

En ce point, les micaschistes à abondantes passées conglomératiques de la série du Money sont surmontés par des micaschistes albitiques. Au contact existe un niveau de faible épaisseur (0.2 m) d'amphibolites. La foliation subhorizontale, parallèle au contact, porte une linéation d'étirement de direction N 90-100.

Dans les amphibolites et les micaschistes sont présentes de nombreuses bandes de cisaillement, qui indiquent un sens de cisaillement vers l'W. Les paragenèses synkinématiques, à albite porphyroblastique + amphibole bleue-verte + biotite + épidote + chlorite dans les amphibolites, à albite porphyroblastique + quartz + muscovite + chlorite + biotite dans les micaschistes albitiques, appartient au faciès amphibolite à albite-épidote. Dans les deux lithologies, le grenat est relictuel.

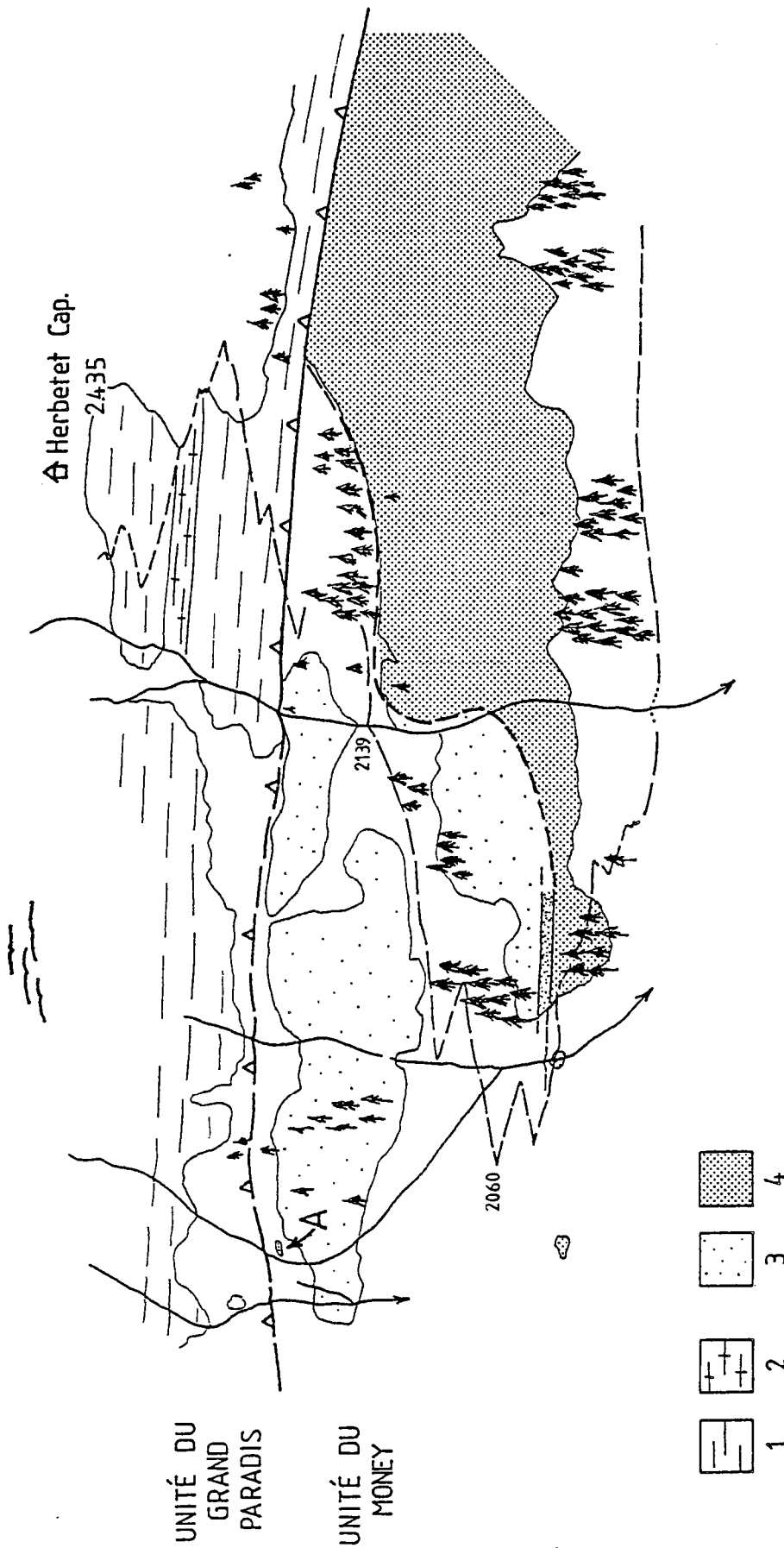


Fig.1-11 - Panorama de la rive gauche du vallon de Valnontey (partie amont). Une dénivellation d'environ 600m existe entre le fond du vallon et la cabane de l'Herbetet.

Unité du Grand Paradis : paragneiss polymétamorphiques (1) et orthogneiss ocellés (2).

Unité du Money : paragneiss polymétamorphiques et orthogneiss hyperalcalin (3), quartzites conglomératiques et micaschistes graphiteux ("série du Money" monométamorphique).

Noter l'affleurement des formations monométamorphiques en A.

Toutes ces caractéristiques étant celles de la déformation D₂, le contact unité inférieure/unité supérieure est syn-D₂, l'unité du Grand Paradis étant charriée sur l'unité du Money d'E en W.

4 - CONCLUSION

Les unités penniques de la région de Cogne appartiennent soit au domaine océanique, soit à la paléomarge européenne.

Les unités océaniques sont charriées sur le massif du Grand Paradis, qui est lui-même constitué de deux unités majeures :

- L'unité supérieure (unité du Grand Paradis) est constituée d'orthogneiss ocellés et de paragneiss polymétamorphiques : elle présente de fortes analogies avec le massif du Mont Rose et certaines unités du massif de Dora Maira.
- L'unité inférieure (unité du Money) comprend deux termes caractéristiques ("série du Money" et orthogneiss hyperalcalin), qui permettent de la comparer avec certaines unités du massif de Dora Maira ou la Paléozoïque de la zone briançonnaise - Grand Saint Bernard.

Ces unités sont charriées les unes sur les autres durant la déformation D₂.

En d'autres termes, la région de Cogne permet d'observer la superposition d'unités océaniques sur des unités crustales internes (unité du Grand Paradis, de type "piémontais"), elles-mêmes charriées sur des unités crustales externes (unité du Money, de type "briançonnais") (fig. 1.2).

CHAPITRE 3

les unités penniques de la région de
Cogne : déformation et déplacement

- III -

LES UNITES PENNIQUES DE LA REGION DE COGNE

DEFORMATION ET DEPLACEMENT

III.1 - INTRODUCTION

La superposition des unités dont la constitution lithologique et la structure anté-alpine ont été décrites dans le chapitre précédent s'accompagne d'une intense déformation interne de ces unités. Ce chapitre a pour but la description de cette déformation.

L'analyse de la déformation doit répondre à deux questions essentielles :

- quelles sont les caractéristiques de la déformation (répartition, type, régime) ?
- quelle signification a la déformation majeure quant au problème des relations déformation - déplacement ?

Avant de discuter ces questions, il est nécessaire de définir brièvement les grandes lignes de l'histoire de l'acquisition des structures de toute échelle.

L'histoire de l'acquisition des structures a été établie en analysant (i) les structures superposées et (ii) les relations entre déformation et métamorphisme. Il a été possible de distinguer trois déformations successives (fig. 1-12) :

- . La déformation D3 est associée aux rétrocharriages : elle n'affecte pas les unités étudiées (unités du Mancy et du Grand Paradis, unités océaniques), sauf à proximité des rétrocharriages eux-mêmes.

Aux limites du domaine étudié Gautier (1984) et Vuichard (1984) ont analysé les caractères de cette déformation. Dans les zones de cisaillement (= rétrocharriages), la déformation est ductile : la foliation subhorizontale ou à faible pendage N, porte une linéation d'étirement de direction N 90-100. Les bandes de cisaillement et la fabrique du quartz montrent que le régime de la déformation est non-coaxial, le sens de cisaillement étant d'W en E. En dehors de ces zones de cisaillement, des plis à déversement E et des écaillages à vergence E s'observent localement, en particulier au dessus du plan de rétrochevauchement majeur (Ballèvre et al., 1986).

Sous ce rétrochevauchement majeur, aucune structure D3 n'a été identifiée.

. La déformation D2 est la déformation majeure : elle est responsable des structures de toute échelle et est caractérisée par une foliation subhorizontale et une linéation d'étirement de direction constante E-W. Les plis synschisteux sont des plis semblables dont les axes sont parallèles à la linéation d'étirement E-W.

La déformation D2 a lieu dans les conditions du faciès amphibolite à albite-épidote. C'est à dire aux environs de 6-8 kbar, 500°C.

. La déformation D1 ne peut être observée que lorsque les paragenèses éclogitiques sont préservées, en particulier dans les lentilles éclogitiques. Aucune structure D1 d'échelle cartographique n'a pu être mise en évidence.

La déformation D1 a eu lieu aux environs de 12-16 kbar, 500°C (dans les conditions du faciès éclogite).

	déformation	métamorphisme
D3	zones de cisaillement (rétrocharriages) <ul style="list-style-type: none"> • ductile à fragile • étirement E-W • cisaillement W E 	faciès schiste vert (4 kbar , 400°C)
D2	déformation majeure <ul style="list-style-type: none"> • ductile • étirement E-W • cisaillement E W 	faciès amphibolite à albite-épidote (6-8 kbar , 500°C)
D1	[reliques éclogitiques]	faciès éclogite (12-16 kbar , 500°C)

Fig.1-12 - Caractéristiques distinctives des 3 déformations superposées dans le domaine étudié.

III.2 - LE CARACTERE HETEROGENE DE LA DEFORMATION FINIE : DESCRIPTION ET SIGNIFICATION

1 - REPARTITION DES ZONES NON DEFORMEES

Des zones où l'intensité de la déformation alpine est faible ou nulle sont observables à toutes les échelles et dans toutes les unités : elles mettent en évidence l'hétérogénéité de la déformation finie.

a. A l'échelle régionale

A grande échelle, la déformation est nettement plus homogène dans les unités océaniques que dans le massif du Grand Paradis.

. Des reliques de faciès non déformés n'ont jamais été observées dans les unités océaniques, à une exception près : les metabasites ferrotitanes éclogitiques de la Punta Nera ne sont pas déformés, ce qui est attribuable au fait qu'ils sont totalement inclus dans des serpentinites, avec lesquelles ils présentent un fort contraste de compétence.

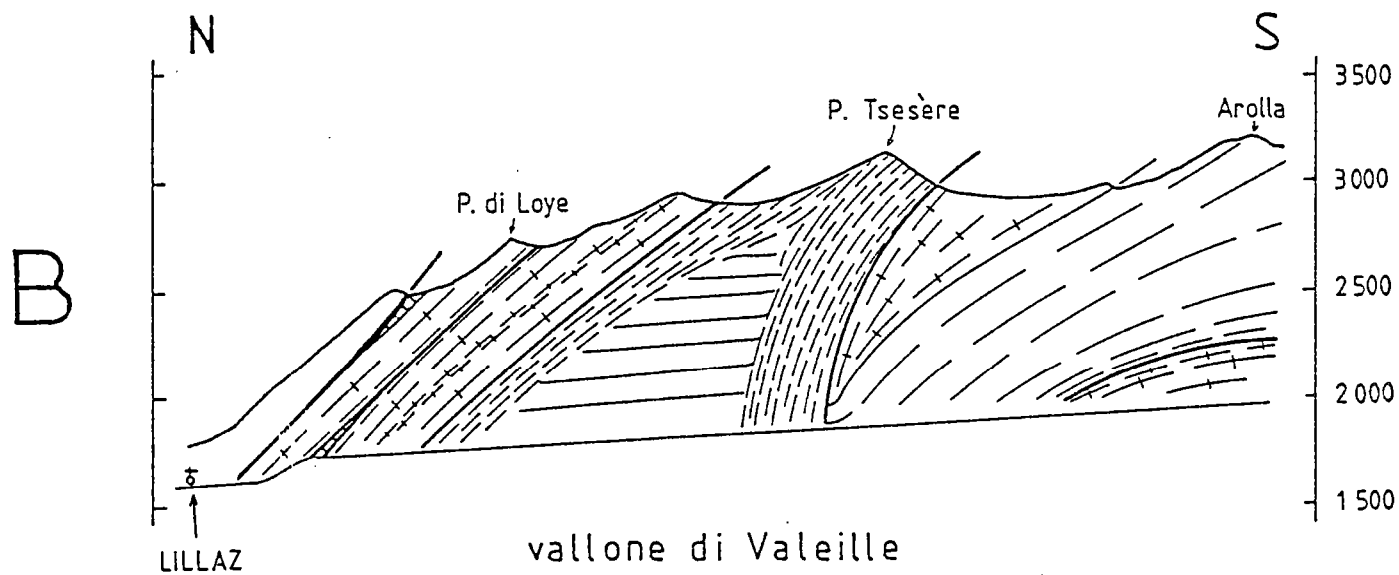
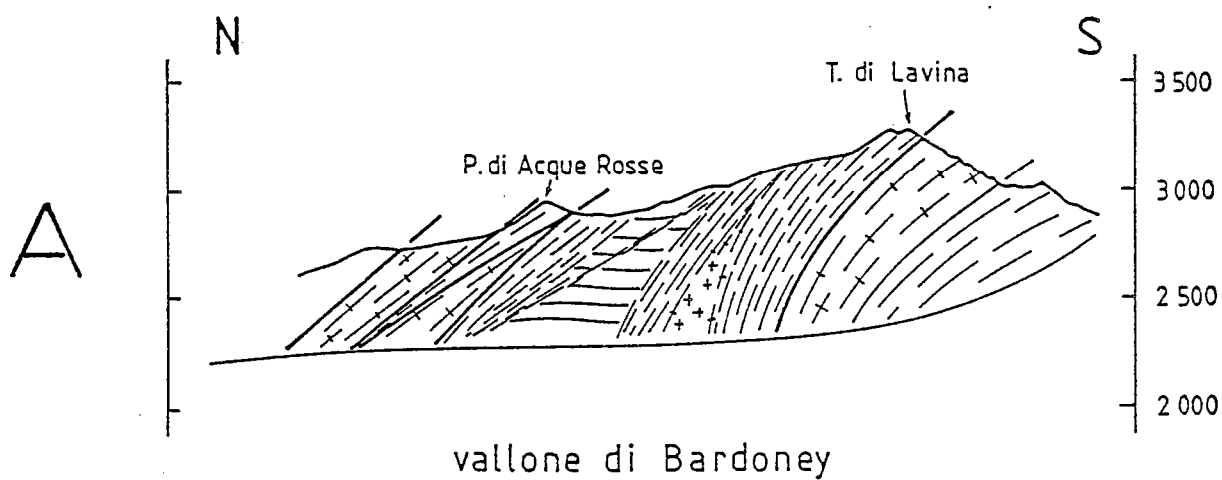
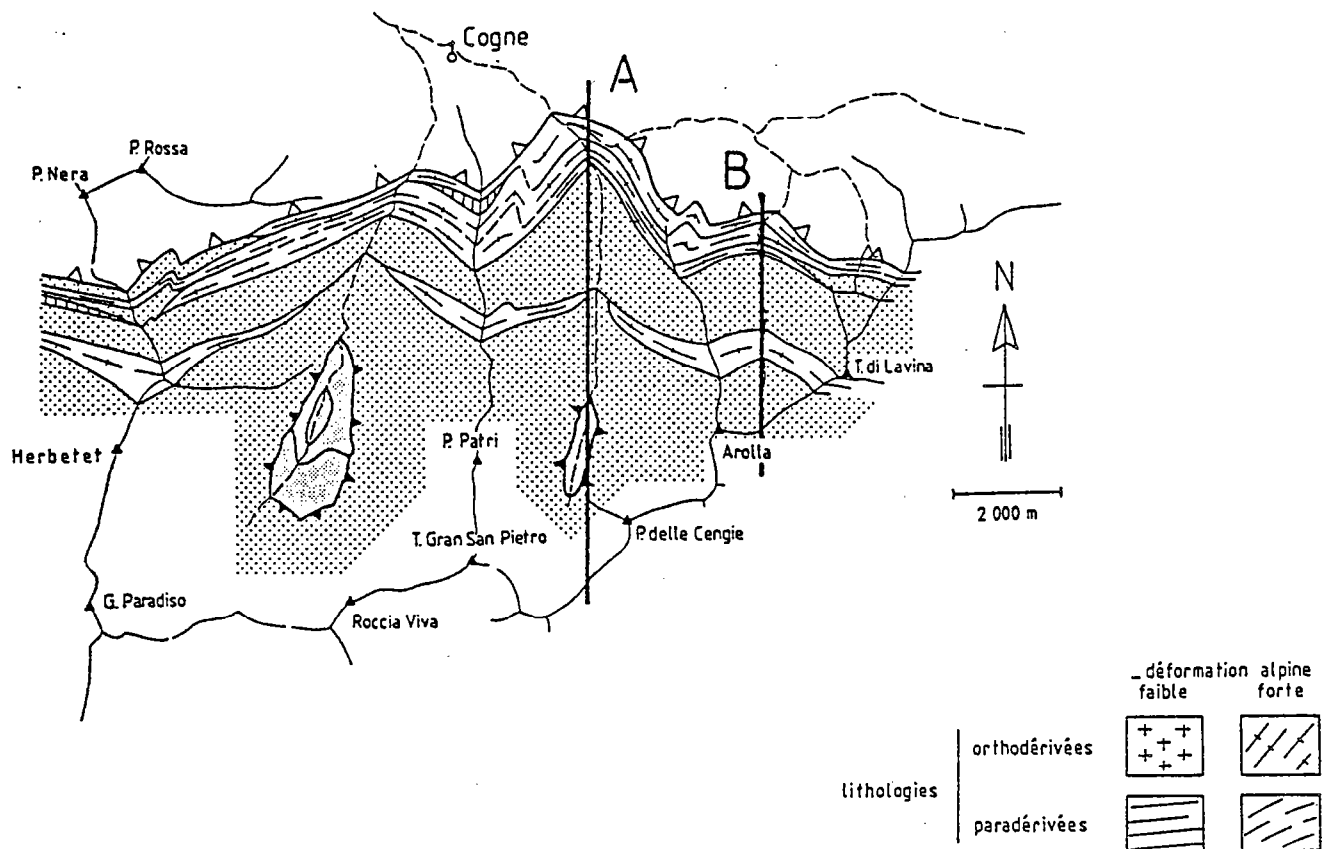
. Dans le massif du Grand Paradis, des zones non déformées ont été signalées par de nombreux auteurs en France (Bertrand, 1968; Chopin, 1979) et en Italie, que ce soit sur le versant piémontais (Callegari et al., 1969, Vearncombe, 1985) ou valdotain (Amstutz, 1962, mentionne des blocs de granite non déformé dans les moraines).

La répartition de ces zones au sein du massif du Grand Paradis n'est pas quelconque : elles sont totalement absentes des "bordures" du massif (c'est-à-dire à proximité du contact chevauchant avec les unités océaniques) et localement abondantes au "cœur" du massif, en val d'Orco (cf. les granites des Sculari de Ceresole).

Il y a donc, à grande échelle, un gradient d'intensité de la déformation, celle-ci croissant du "cœur" vers le sommet de la nappe, au contact avec les unités océaniques. Ce fait apparaît clairement sur la carte de Prato (1971) et a été noté par Caby (1973).

Cette différence entre unités océaniques et Grand Paradis met en évidence une différence de comportement des roches de ces deux unités au cours de leur histoire P-T, les "schistes lustrés" étant plus ductiles que le socle anté-alpin.

Fig.1-13 - La déformation hétérogène dans l'unité du Grand Paradis : schéma de situation et coupe des vallons de Bardoney (A) et de Valeille (B).



b. Dans le secteur étudié

Dans le secteur étudié, des zones non ou faiblement déformées n'ont été identifiées que dans l'unité du Grand Paradis : elles sont totalement absentes de l'unité du Money et, à une exception près, des unités océaniques.

La répartition des zones de faible et forte déformation dans l'unité du Grand Paradis n'est pas quelconque (fig. 1-13). Une coupe des vallons de Bardoney et de Valeille met en évidence trois domaines :

- . La bordure N du massif du Grand Paradis, c'est-à-dire le contact entre unité du Grand Paradis et unités océaniques est une zone d'intense déformation ductile, que caractérise la présence de plusieurs zones de cisaillement, parallèles à la foliation et au contact Grand Paradis - "schistes lustrés". De ces zones de cisaillement, la plus externe est marquée par une zone mylonitique en faciès schiste vert, la plus interne est soulignée par la répartition de lithologies d'origine discutée : les "micaschistes argentés".

- . A la limite entre "domaine N" et "domaine S" (cf. chapitre 2) existe une zone d'intense déformation ductile, à foliation verticale et linéation d'étirement horizontale, de direction N 90. Cette zone peut être interprétée comme une rampe latérale ductile (cf. infra).

- . Entre ces deux zones d'intense déformation ductile, le marqueur principal de la déformation dans les paragneiss est un litage subhorizontal. La présence de filons de pegmatites à muscovite - tourmaline, d'aprites (en particulier au fond du vallon de Bardoney sur les deux rives) et de granodiorites porphyroïdes (sur le flanc W de l'arrête N de la Torre di Lavina) qui recoupent le litage, montrent que celui-ci est antéalpin. Il s'agit donc d'une zone où la déformation alpine est de faible intensité.

L'étude de zones de cisaillement d'échelle métrique, à la bordure S de cette zone, permettra de préciser les relations entre structures antéalpines et déformation alpine, en particulier dans les paragneiss.

2 - LES ZONES DE CISAILLEMENT A LA BORDURE N DU MASSIF DU GRAND PARADIS

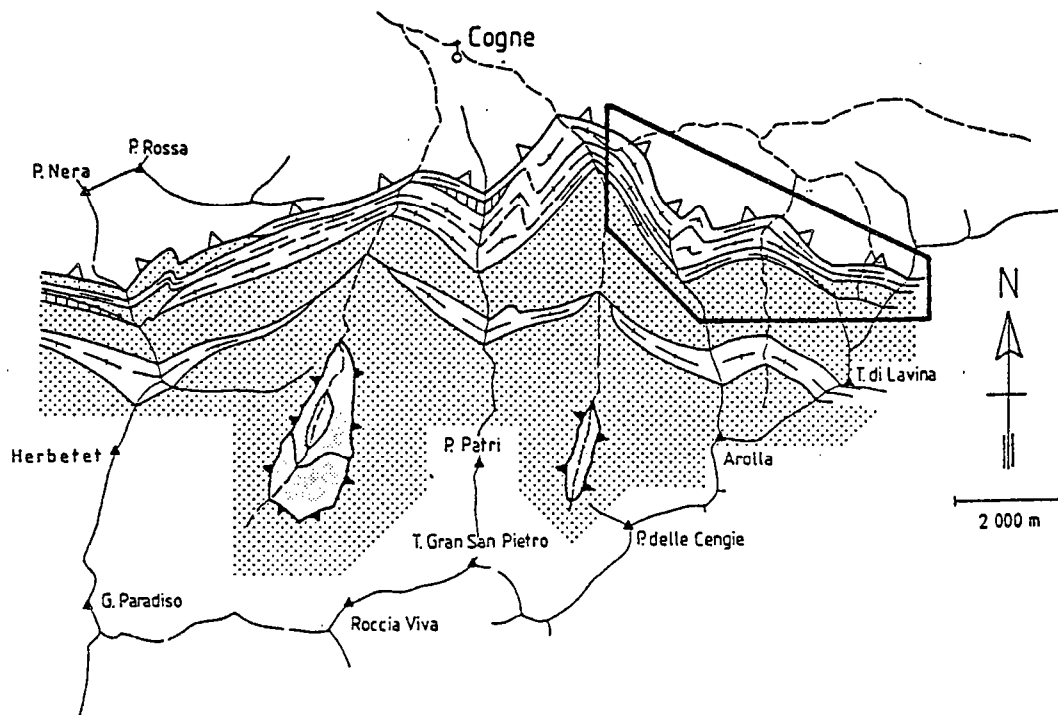
La géométrie des zones de cisaillement à l'échelle de la carte a été décrite antérieurement (chapitre 2). Dans le secteur considéré, il est nécessaire de distinguer deux zones de cisaillement majeures (fig. 1-14) :

- la plus externe est marquée sur le terrain par un fort gradient d'intensité de la déformation à la base de l'unité supérieure (chevauchante) : les orthogneiss ocellés sont progressivement mylonitisés.

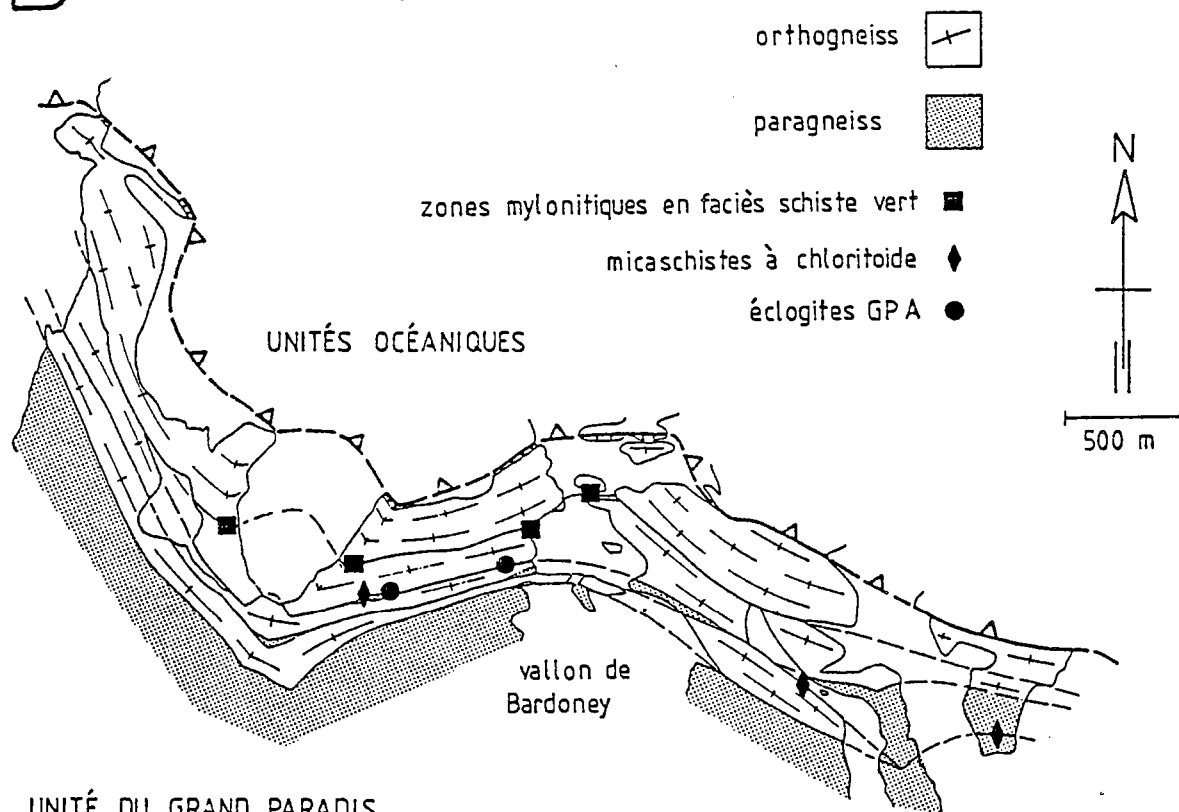
- la plus interne n'est pas marquée sur le terrain par une zone mylonitique mais par des écaillés discontinues de paragneiss polymétamorphiques et par la localisation de certaines lithologies (orthogneiss leucocrates, "micaschistes argentés", éclogites) entre deux masses d'orthogneiss ocellés.

Après avoir décrit les caractères, les conditions P-T et les mécanismes physiques de la déformation dans la zone de cisaillement externe, la signification tectonique de la localisation des "micaschistes argentés" dans la zone de cisaillement interne sera discutée.

A



B



UNITÉ DU GRAND PARADIS

Fig.1-14 - Les zones de cisaillement à la bordure N du massif du Grand Paradis : schéma de situation (A) et carte de détail (B).

a. Les zones mylonitiques en faciès schiste vert

Caractères de la déformation

Dans les orthogneiss oeillés, le gradient d'intensité de la déformation est souligné par le développement de mylonites (fig. 1-15), c'est-à-dire par une forte diminution de la taille du grain, la disparition progressive du feldspath potassique (KF) que remplacent des rubans à quartz et albite et enfin l'augmentation du rapport axial des enclaves homogènes.

Dans les autres lithologies, le gradient d'intensité de la déformation est plus difficile à mettre en évidence :

- au contact orthogneiss/paragneiss n'est observable qu'une faible diminution de la taille du grain dans les orthogneiss : les paragneiss ne présentant pas de variation de la taille du grain.
- au contact cargneules/orthogneiss, les orthogneiss ne présentent pas de diminution de la taille du grain : lorsque les cargneules incluent des gneiss (brèches polygéniques), la direction de la foliation et de la linéation varie d'un élément à l'autre.

Les orthogneiss oeillés présentent, quelle que soit l'intensité de la déformation, une forte fabrique planaire.

- . Dans les stades les moins déformés (fig. 1-16), la foliation est définie par l'allongement des pseudomorphoses de plagioclase (rubans à albite, épidote et mica blanc), du quartz (rubans recristallisés) et du KF et par la fabrique de forme des biotites.

Dans les sections XZ (perpendiculaires à la schistosité et parallèles à la linéation d'étirement) se développent autour des porphyroclastes de microcline des queues de cristallisation, en général asymétriques et d'asymétrie constante. Dans les mêmes sections s'observent d'abondantes bandes de cisaillement (bandes C', Berthé et al. 1979), qui font avec la foliation, quelque soit leur sens, un angle d'environ 30-40°. Une famille dominante est généralement présente, le sens de cisaillement étant compatible avec celui déduit des queues de cristallisation autour du KF, c'est-à-dire d'E en W.

Dans les sections YZ (perpendiculaires à la schistosité et à la linéation d'étirement) sont également observables (i) des queues de cristallisation autour du KF, mais elles sont, par rapport aux sections XZ, moins développées et plus symétriques et (ii) des bandes de cisaillement, en général conjuguées, dont l'angle avec la foliation est de l'ordre de 20-30° quel que soit leur sens.

Ces structures mettent en évidence :

- un allongement suivant les deux axes X et Y de l'ellipsoïde de déformation finie, ce qui situe ce dernier dans le champ de l'aplatissement, comme d'ailleurs la forte fabrique planaire (Flinn, 1965).
- le régime non-coaxial de la déformation, une composante en raccourcissement coaxial étant présente.
- . Dans les stades les plus déformés (fig. 1-17), la foliation est définie par la fabrique de forme des micas et par les rubans quartzo-feldspathiques, d'épaisseur millimétrique, qui résultent de la déformation des porphyroclastes de microcline.

Dans les sections XZ, la foliation est régulière. Les clastes de KF, lorsqu'ils sont encore identifiables, ne présentent plus de queues asymétriques. Des bandes de cisaillement de sens constant, font avec la foliation un angle faible (environ 20°).

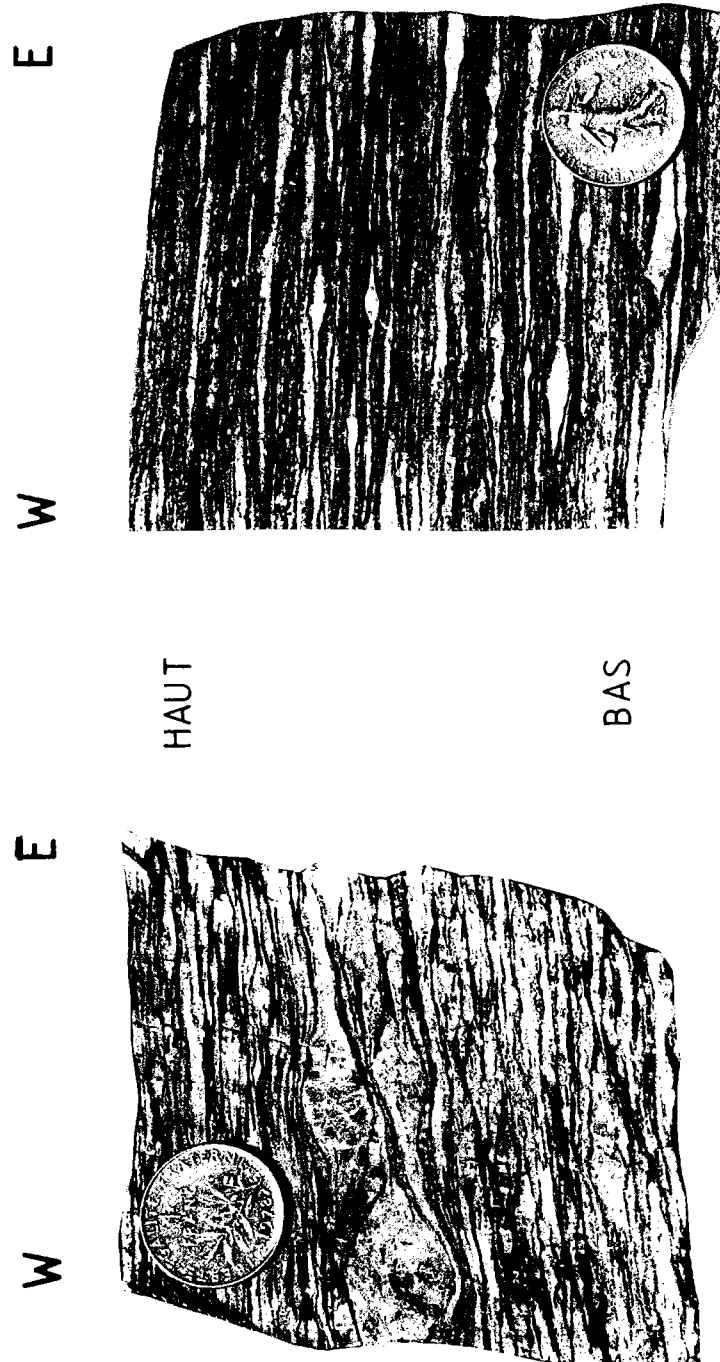


Fig.1-15 - Texture macroscopique des orthogneiss et mylonites.

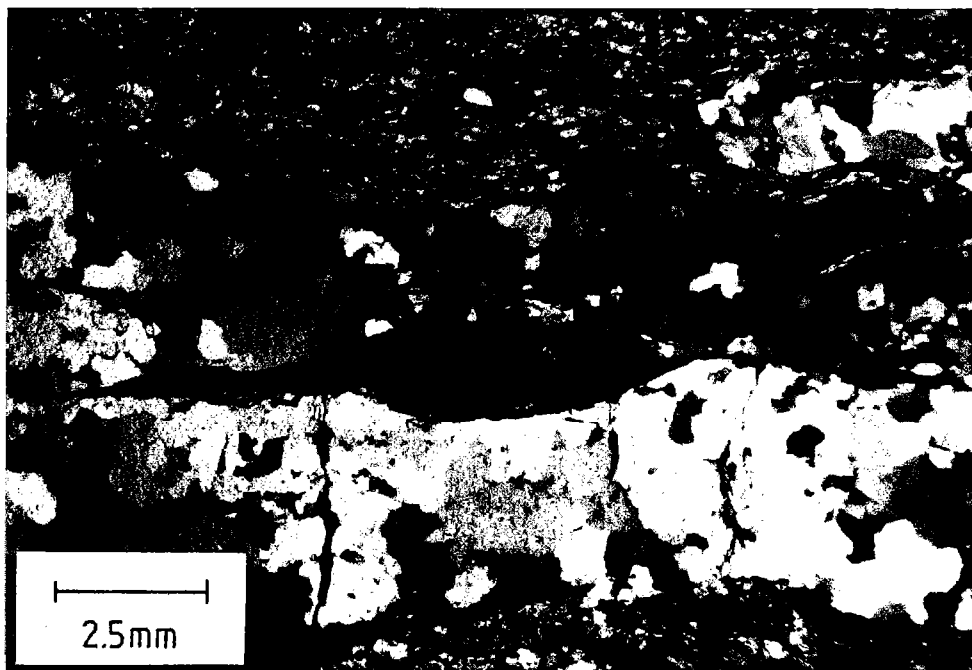


Fig.1-16 - Texture microscopique des orthogneiss.

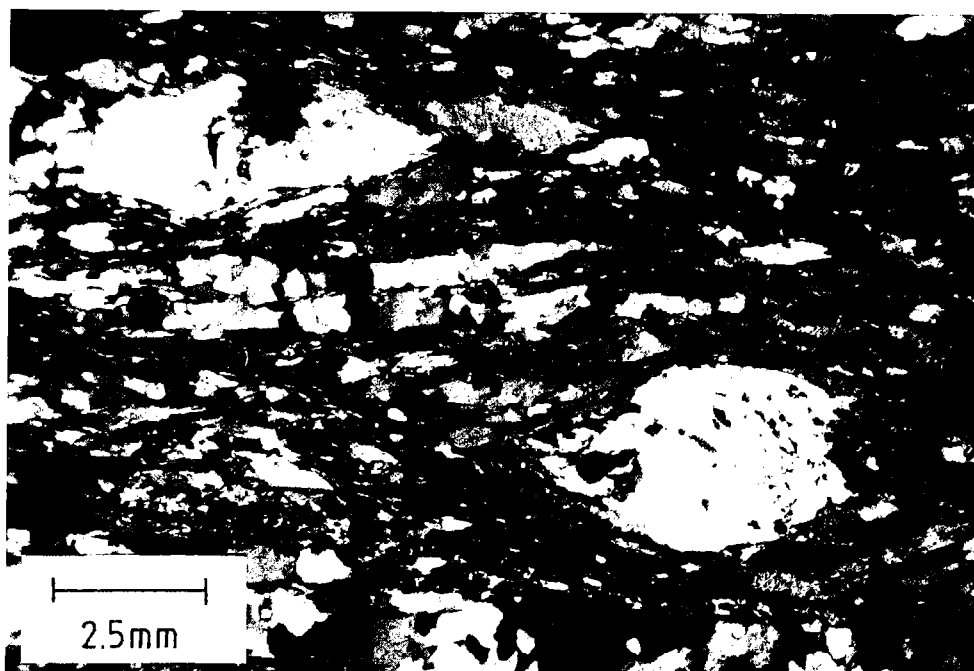


Fig.1-17 - Texture microscopique des mylonites.

Dans les sections YZ, la foliation est perturbée par un microplissement du rubanement mylonitique. Ce microplissement s'exprime de façon plus ou moins nette suivant les échantillons. En l'absence d'hétérogénéités importantes (d'échelle supérieure à celle du rubanement mylonitique), ces microplis, d'amplitude millimétrique à centimétrique, ont des axes parallèles à la linéation d'étirement. Autour d'hétérogénéités importantes, comme par exemple des amas décimétriques de quartz, les microplis présentent une forte décroissance de leur amplitude en s'éloignant de ces hétérogénéités et, lorsque cela est appréciable, sont fortement non cylindriques.

Là encore, l'ellipsoïde de déformation finie se situe dans le champ de l'aplatissement : le régime de la déformation, non-coaxial, comprend une composante en raccourcissement coaxial.

Conditions P-T et mécanismes physiques de la déformation

Le gradient d'intensité de la déformation s'accompagne d'une variation des paragenèses syncinématiques et des mécanismes physiques de la déformation (fig. 1-16 et 1-17).

. Dans les roches les moins déformées sont encore identifiables, outre KF et biotite 1, les sites du quartz et du plagioclase magmatique.

Le quartz forme des rubans allongés (1 x 3 à 1 x 5), de faibles dimensions (au plus 4-5 cm de longueur), dans lesquels les grains présentent de nombreuses évidences de déformation plastique (extinctions onduleuses, bandes de déformation, limites suturées, structure "core and mantle"). La fabrique de réseau, estimée qualitativement par la méthode de la teinte sensible, est faible.

Le plagioclase est remplacé par un agrégat à albite + zoïsite auxquels s'ajoutent en quantité variable mica blanc et grenat. Les pseudomorphoses de plagioclase, déformés, constituent des rubans allongés à l'intérieur desquels les baguettes de zoïsite sont alignées parallèlement à la foliation.

La biotite 1, de grande taille (plusieurs millimètres) est déformée (extinctions onduleuses, kink-bands) et recristallisée : autour des biotites 1 existe un agrégat de néobiotites (biotite 2) de petite taille (50 - 200 μ m). Alors que la biotite 1 est souvent partiellement remplacée par de la chlorite avec exsolution du Ti sous forme d'aiguilles de "sagenite", la biotite 2 est toujours homogène et limpide. Les biotites 1 sont pléochroïques dans les bruns-rouges, la biotite 2 dans les bruns-olives.

Le feldspath potassique (microcline) a subi une intense déformation (extinctions onduleuses, microzones de cisaillement avec néocrystallisations de quartz et/ou d'albite). Les queues de cristallisation sont essentiellement constituées de quartz, auquel peut s'ajouter de l'albite.

. A déformation croissante, il ne devient plus possible d'identifier les sites du quartz, du plagioclase et de la biotite 1. Le KF est lui-même remplacé par un agrégat d'albite et de quartz au cœur duquel subsistent des grains à extinction onduleuse de microcline.

La foliation devient plus régulière : elle est définie par l'alternance de rubans quartzeux et de niveaux micacés à phengite + biotite 2 (brune-olive) + épidote. L'albite se présente souvent sous forme de blastes arrondis.

Le quartz présente encore de nombreuses évidences de déformation intracrystalline mais elles tendent à diminuer : les limites suturées et les structures "core and mantle" disparaissent. La taille des grains s'homogénéise. La fabrique de réseau reste faible.

. Dans les roches les plus déformées, la foliation est définie par les rubans de quartz et les niveaux à phengite + biotite 2 (verte) + chlorite. L'épidote se transforme en calcite et de nombreux opaques se développent.

Les évidences optiques de déformation plastique du quartz se réduisent aux extinctions onduleuses : les limites de grains, qui ont tous sensiblement la même taille, sont rectilignes ou faiblement incurvées. La fabrique de réseau tend à diminuer.

Les blastes arrondis d'albite présentent un comportement fragile : des microfentes à calcite s'ouvrent entre ou à l'intérieur des grains.

Ces observations suggèrent que les zones mylonitiques se développent à T décroissante, la part des processus de dissolution et de glissement aux limites de grains augmentant dans les termes les plus déformés.

	K-feldspath biotite 1 (plagioclase)			albite	épidote	biotite 2	chlorite	calcite	opaques
orthogneiss	+	+	+	+	+	+			
mylonites	+			+	+	+			
ultramylonites				+			+	+	+

Fig.1-18 - Paragenèses synchronématiques des orthogneiss ocellés.

Conclusion

Parmi les zones de cisaillement à la bordure N du massif du Grand Paradis, la plus externe met en évidence une localisation de la déformation D2 dans les dernières étapes de l'histoire métamorphique (transition du faciès amphibolite à albite-épidote vers le faciès schiste vert).

Dans cette zone de cisaillement, la déformation n'est pas plane : en particulier, elle ne peut être assimilée à un cisaillement simple. Bien que le régime de la déformation soit non-coaxial, une composante en raccourcissement coaxial est présente.

Les critères de cisaillement (asymétrie des queues de cristallisation et bandes C') montrent que le sens de cisaillement est d'E en W. La déformation observée peut donc être associée au chevauchement vers l'W des unités océaniques sur l'unité du Grand Paradis.

b. Signification tectonique de la répartition spatiale des "micaschistes argentés"

Des deux zones de cisaillement majeures à la bordure N du massif du Grand Paradis, la plus interne est soulignée par la localisation des "micaschistes argentés".

Ces roches, qui ont été étudiées en détail par Chopin (1977, 1979, 1981...), ont fait l'objet dans la partie N du massif du Grand Paradis d'un recensement détaillé (Compagnoni et Lombardo, 1974), que le lever de la carte géologique dans les vallons de Bardoney et des Eaux Rouges (pl. I, HT) a permis de compléter.

Dans toute cette région, elles présentent trois caractéristiques communes :

- . Les "micaschistes argentés" sont toujours situés au contact entre des orthogneiss oillés et des paragneiss polymétamorphiques, où ils forment un niveau discontinu de faible épaisseur (1 - 5 m).
- . Les "micaschistes argentés" ont des compositions anormales, qui s'écartent considérablement des valeurs moyennes des métapélites : en particulier, ils sont extrêmement riches en Si, Al et Mg (la somme $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ représente 75 à 82 % du total sur neuf analyses publiées) et extrêmement pauvres en Ca et Na.
- . Les "micaschistes argentés" préservent des paragenèses éclogitiques à quartz, phengite, talc, chlorite, chloritoïde, disthène (et plus rarement grenat et/ou glaucophane).

Leur origine a donné lieu à deux types d'hypothèses :

- . pour les auteurs italiens (Prato 1971, Compagnoni et Lombardo 1974), ces roches particulières ("micascisti argentei") se sont développées aux dépens des métagranites antéalpines dans des zones de cisaillement, ce qui nécessite à l'évidence des transformations métasomatiques.
- . pour les auteurs français (Bertrand, 1968; Chopin, 1979), l'origine sédimentaire de ces roches est probable : il pourrait s'agir d'un paléosol, ce qui là encore ne va pas sans problème, car les fortes teneurs en Mg ne sont pas expliquées.

La localisation de ces roches au contact entre orthogneiss et paragneiss a fait l'objet de deux hypothèses explicatives de Chopin (1979, 1981) :

- il pourrait s'agir du niveau basal d'une couverture antéalpine, qui serait transgressive sur un socle granitique et elle-même recoupée par les granites tardi-hercyniens.
- les intrusions granitiques hercyniennes ont été stoppées à un même niveau de la série sédimentaire antégranitique.

Les implications de ces deux modèles de genèse des "micaschistes argentés" sont fondamentales et différentes :

- si les "micaschistes argentés" jalonnent des zones de cisaillement alors ces roches mettent en évidence les charriages synéclogitiques (éoalpins) dans la nappe du Grand Paradis.
- s'il s'agit du niveau basal de la série sédimentaire post-granitique, alors (i) la structure antéalpine du socle Grand Paradis, telle qu'elle a été établie dans le chapitre 2, doit être modifiée (fig. 1-19) et (ii) il devrait être possible d'utiliser ce niveau en tant que marqueur pour reconstituer les structures plissées à grande échelle.

Le problème n'est d'ailleurs pas spécifique au massif du Grand Paradis puisque des roches analogues, dans la même position structurale, ont été observées dans le massif du Mont Rose (Bearth, 1952; Chopin et Monié, 1984) et dans celui de Dora-Maira (Chopin, 1984). Les similitudes entre Grand Paradis et Mont Rose sont telles que Chopin et Monié (1984) ont souligné que les "micaschistes argentés" constituent le premier niveau de la séquence sédimentaire post-granitique (appelée, par extension abusive, zone de Furgg).

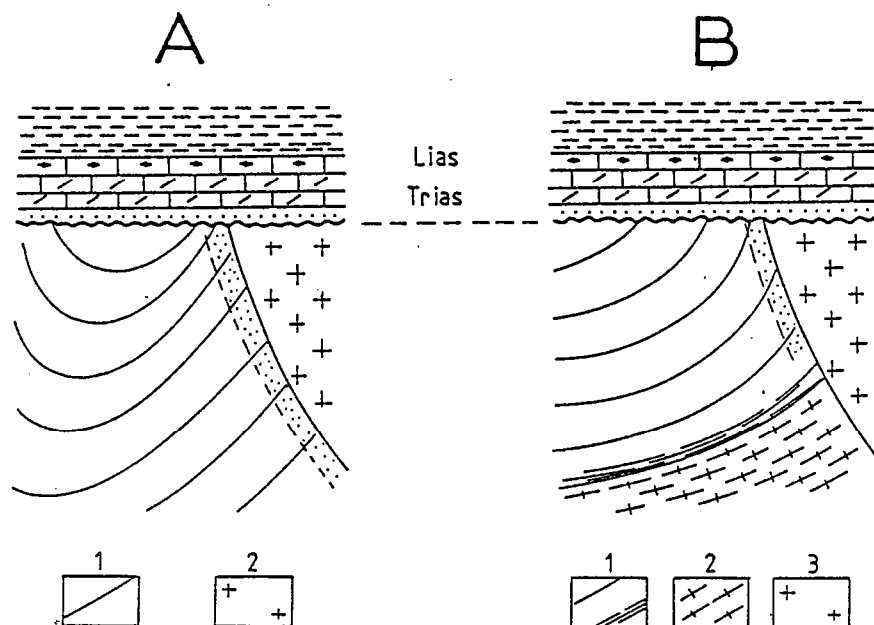


Fig.1-19 - Structure antéalpine de l'unité du Grand Paradis. A : modèle adopté, d'après Compagnoni et al (1974) (1 : paragneiss polymétamorphiques; 2 : granites tardi-hercyniens). B : modèle de Chopin (1979) (1 : paragneiss polymétamorphiques avec à la base niveau de micaschistes argentés; 2 : orthogneiss; 3 : granites tardi-hercyniens).

La discussion peut être résumée ainsi :

1. Les "micaschistes argentés" sont localisés dans des zones de cisaillement. En particulier, la zone de cisaillement la plus interne à la bordure N du massif du Grand Paradis comprend, outre les occurrences signalées antérieurement par Compagnoni et Lombardo (1974), d'autres sites qui ont été recensés lors de la cartographie de ce secteur (fig. 1-14). De cette même zone de cisaillement proviennent les éclogites GPI, décrites dans la deuxième partie.
2. La structure antéalpine du socle Grand Paradis telle que la propose Chopin (1979, 1981) n'a pu être mise en évidence par cet auteur (Chopin, 1979, p. 10).

Ce qui doit être expliqué est l'apparente incompatibilité entre (i) l'existence de granodiorites non déformées, avec reliques de contact intrusif et métamorphisme associé et (ii) l'absence dans ces cas de niveau alumino-magnésien au contact entre granodiorites et paragneiss.

Il s'agit en fait d'une conséquence du caractère hétérogène de la déformation alpine :

- dans les zones non ou faiblement déformées, des reliques de contact intrusif sont observables entre paragneiss polymétamorphiques et granodiorites tardi-hercyniennes.
- les "micaschistes argentés" sont localisés au contact d'ortho- et de paragneiss, qui présentent une foliation marquée : ce sont des zones fortement déformées.

3. Certaines observations suggèrent que les roches alumino-magnésiennes sont paradérivées.

En rive gauche du vallon de Bardoney par ex., les micaschistes sont constitués d'alternances plissées de niveaux \pm riches en chloritoïde, d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Ils contiennent des lentilles ellipsoïdales de faibles dimensions (inférieures à 1 mm) de quartzites à chlorite - chloritoïde. De telles alternances pourraient être le résultat de ségrégations synmétamorphes (litage métamorphique) mais la présence de quartzites boudinés exclut cette interprétation.

4. En faveur de transformations métasomatiques peuvent être notées trois observations :

- aucune roche de composition identique sans paragenèse éclogitique (avec des reliques d'associations antéalpines, une paragenèse rétromorphique...) n'est connue;
- le seul minéral calcique de ces roches - la margarite - est toujours inclus en relique blindée dans le chloritoïde (Chopin, 1977, 1979, 1981), ce qui suggère un lessivage du Ca;
- "en val Bardoney, dans le socle, à la pointe des Eaux Rousses, le banc de chloritite à chloritoïde passe au micaschiste encaissant par l'intermédiaire d'un lit centimétrique à décimétrique (d'allure presque réactionnelle) de glaucophanite très pâle" (Chopin, 1979, p. 54), ce qui suggère un transfert de Na.

En conclusion, les "micaschistes argentés" (schistes à chlorite - chloritoïde, quartzites à chlorite - chloritoïde, ...) sont probablement le résultat de transformations métasomatiques à grande échelle dans des zones de cisaillement synéclogitiques (éocalpines), qui sont préférentiellement localisées au contact orthogneiss ocellés/paragneiss polymétamorphiques. Il s'agit donc d'un marqueur privilégié des déformations éocalpines dans l'unité du Grand Paradis.

3 - DEFORMATION HETEROGENE ET RELIQUES ANTEALPINES DANS LE VALLON DE BARDONEY

Dans le vallon de Bardoney existent plusieurs zones où des faciès non ou faiblement déformés lors de la tectonique alpine peuvent être identifiés, tant dans les termes orthodérivés que dans les termes paradérivés. Les descriptions suivantes seront essentiellement consacrées à la déformation hétérogène dans les lithologies paradérivées, les exemples de déformation hétérogène dans les méta-granites étant aujourd'hui classiques et nombreux (Ramsay et Allison, 1979; Berthé et al., 1979, etc...).

Les zones étudiées sont localisées à proximité de la limite entre domaines N et S (cf. chap. 3), qui est interprétée comme une zone de cisaillement décrochante et ductile (cf. infra). Cette localisation permet de comprendre pourquoi les zones de cisaillement sont verticales et non, comme on pourrait s'y attendre a priori, subhorizontales.

a. La déformation hétérogène dans les paragneiss

Dans les paragneiss s'observent deux types de zones (fig. 1-21) :

- dans les premières, le litage subhorizontal, non ou faiblement plissé, est recoupé par des filons d'aprites et de pegmatites à muscovite et tourmaline.
- les deuxièmes sont marquées par une foliation subverticale, de direction N 90. Les ex-filons de pegmatites sont parallèles à la foliation. Celle-ci porte une linéation d'étirement subhorizontale (le plongement n'est jamais supérieur à 10°) et est recoupée par des bandes de cisaillement, subverticales, d'échelle centimétrique, qui font avec la foliation un angle d'environ 30° (bande C'), et présentent un jeu senestre constant.

Il s'agit donc de zones de cisaillement ductiles, décrochantes senestres, alpines qui recoupent les structures antéalpines : le gradient d'intensité de la déformation est extrêmement élevé, puisque l'on passe en quelques centimètres des paragneiss non déformés aux zones mylonitiques. La discontinuité des affleurements ne permet pas d'établir la géométrie des zones de cisaillement : les relations spatiales entre les différentes zones de cisaillement sont inconnues.

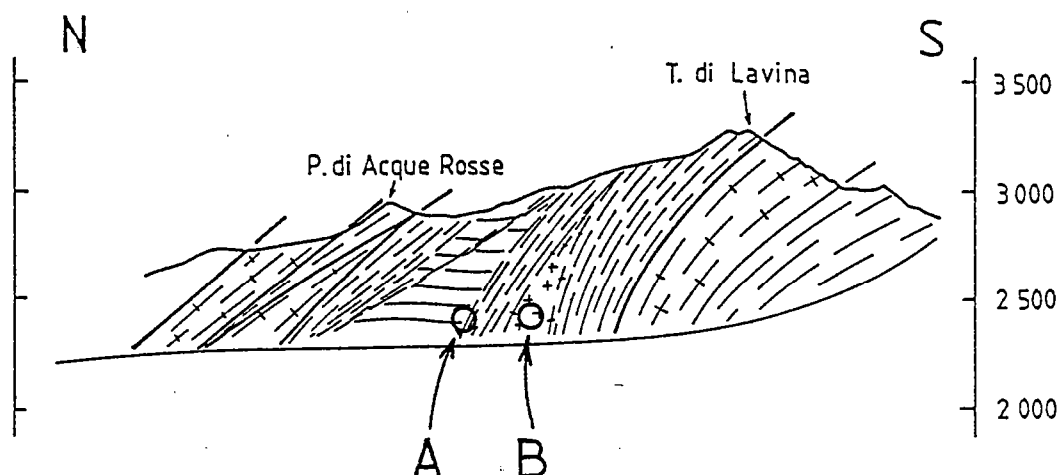


Fig.1-20 - Localisation des exemples étudiés de déformation hétérogène dans le vallon de Bardoney. A : dans les paragneiss. B : dans les orthogneiss.

Zones non déformées

Les structures antéalpines sont préservées dans les zones non déformées. Les transformations alpines y ont un caractère statique :

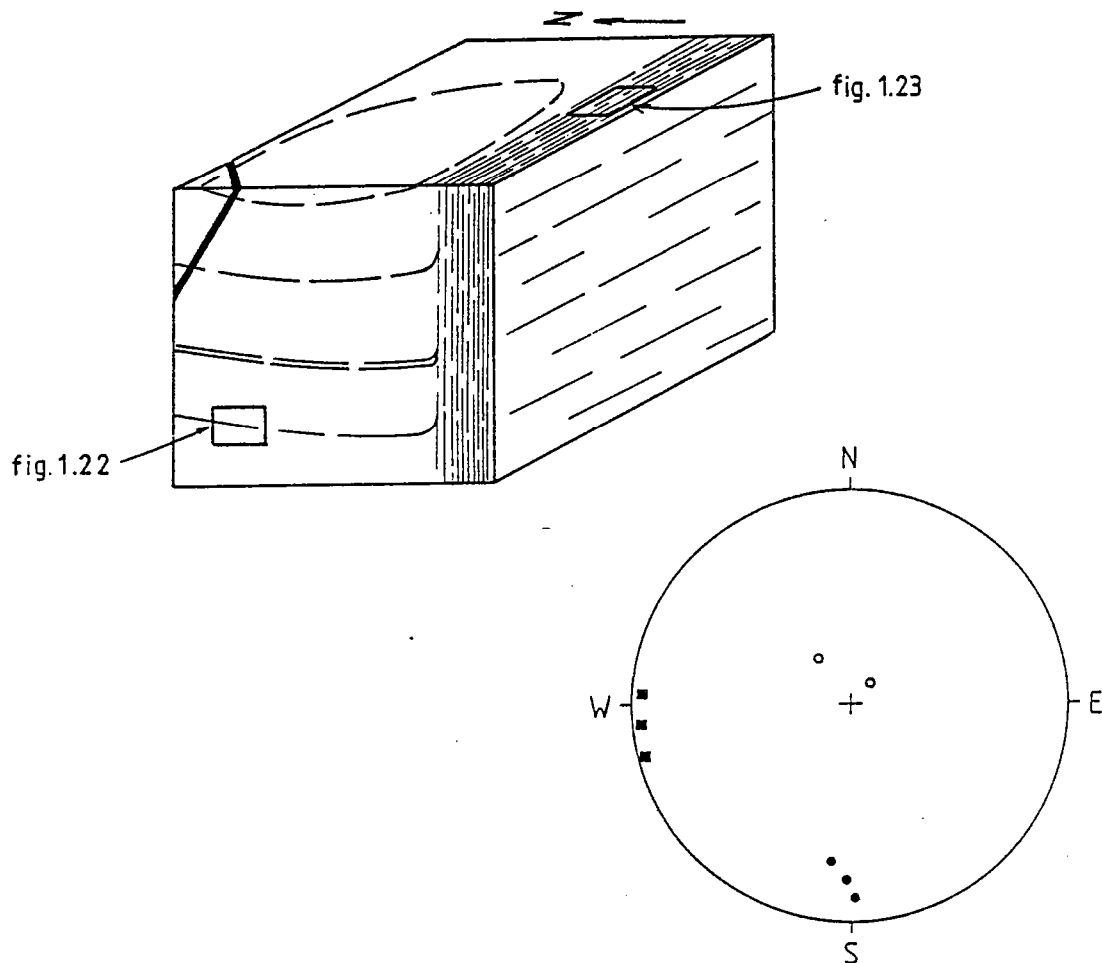
- . Dans certains niveaux leucocrates d'épaisseur centimétrique sont facilement identifiables quartz, muscovite et plagioclase (fig. 1-22A). Ce dernier est totalement remplacé par un agrégat à zoïsite + albite qui en préserve parfaitement le caractère automorphe, bien que les baguettes de zoïsite aient une orientation quelconque.

- . En dehors de ces niveaux leucocrates, la roche est constituée de quartz, muscovite, grenat et de deux types de pseudomorphoses de phases antéalpines non identifiées (fig. 1-22B). La muscovite forme des plages à coeur brunâtre. Elle contient dans de rares cas, des aiguilles enchevêtrées d'un minéral à fort relief, qui polarise dans les gris-jaunes du 1er ordre. Les analyses à la microsonde ayant montré qu'il s'agissait d'un polymorphe de Al_2SiO_5 , une étude par spectrométrie Raman (effectuée par J.M. Malézieux à Lille) a permis de caractériser le disthène. Celui-ci a pu se développer aux dépens de sillimanite, comme l'ont décrit les auteurs italiens (Callegari et al., 1969; Compagnoni et Prato, 1969; Compagnoni et al., 1974).

Les néogénèses alpines sont réduites à la phengite, à une chlorite verte pâle et un grenat de petite taille.

Les textures antéalpines sont essentiellement caractérisées par une faible fabrique de forme des muscovites, dont les plans (001) sont relativement dispersés.

La déformation alpine est probablement responsable des extinctions onduleuses des muscovites et quartz. Une estimation qualitative de la fabrique du réseau du quartz par la méthode de la teinte sensible montre une fabrique nulle.



- pôles des plans de foliation (•) et linéations d'étirement (■) dans les zones déformées.
- pôles des plans de foliation (○) dans les zones non déformées.

Fig.1-21 - Déformation hétérogène dans les paragneiss polymétamorphiques du Grand Paradis (vallon de Bardoney).

Zones déformées

Dans les zones déformées, les reliques texturales et/ou minéralogiques antéalpines ne sont plus identifiables, à l'exception des muscovites au coeur brunâtre.

Les phases syncinématiques, à grain fin (2-20 μm), comprennent quartz, albite, phengite, chlorite et opaque. La biotite se développe aux dépens du grenat. Les baguettes de zoïsite sont parallèles à la foliation, certaines étant microboudinées.



Fig.1-22 - Microstructures des paragneiss polymétamorphiques dans les zones non déformées lors de la tectonique alpine. A : texture des niveaux à plagioclase-muscovite (détail d'une pseudomorphose de plagioclase à albite et zoisite). B : texture des gneiss (noter les 2 types de pseudomorphoses et les reliques de muscovite et quartz).

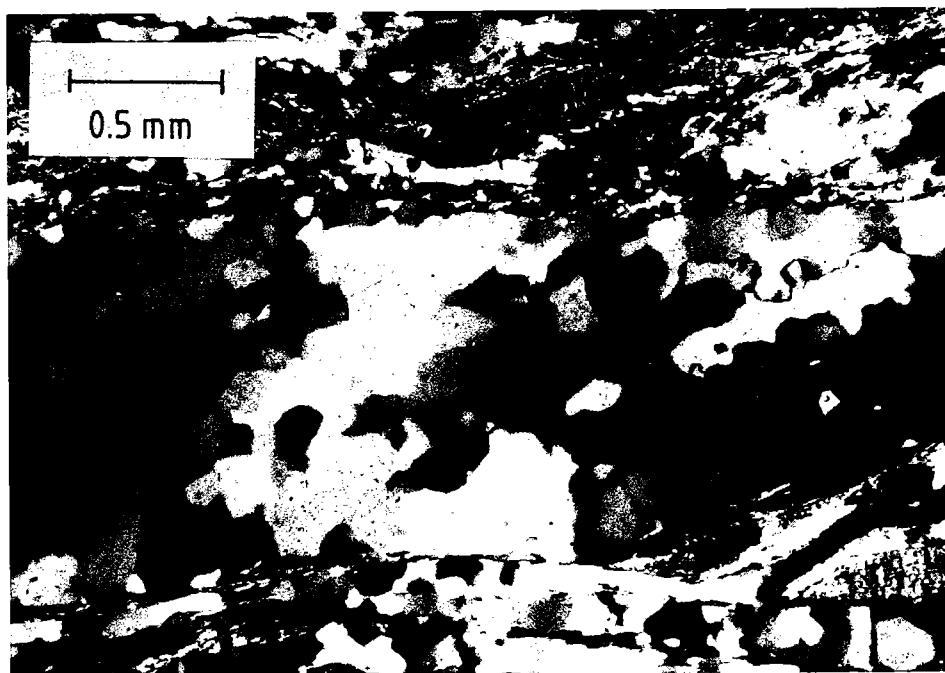
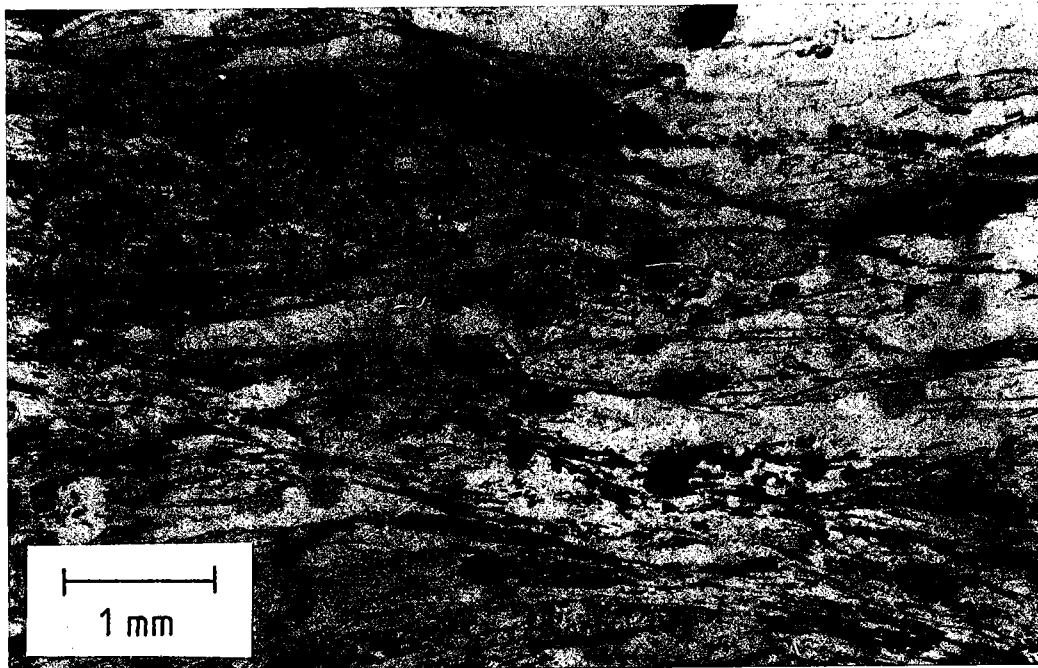


Fig.1-23 - Microstructures des paragneiss polymétamorphiques dans les zones déformées lors de la tectonique alpine . A : bandes de cisaillement. B : fabrique du quartz.

Les microstructures observées (fig. 1-23) mettent en évidence le régime non coaxial de la déformation :

- Les bandes de cisaillement (bandes C'), étroites et discontinues, font avec la schistosité un angle d'environ 30°. Une seule famille est présente, toutes les bandes C' indiquant un jeu senestre.

Entre les bandes, la foliation subit une rotation "inverse" : elle est localement plissée, le sens d'asymétrie des plis étant compatible avec le sens de cisaillement.

Dans les bandes a lieu une intense réduction de la taille du grain, qui est de l'ordre de 1-2 μm (fig. 1-23A).

- Les muscovites antéalpines, dont la grande taille et la couleur brunâtre permettent une identification sûre, constituent des porphyroclastes, qui présentent deux caractéristiques majeures :

- les plans (001) sont parallèles ou subparallèles à la foliation et ne sont plissés ou kinkés que dans de rares cas.
- les porphyroclastes sont asymétriques (forme en "poisson" ou en "amande") et présentent des queues de cristallisation, elles-mêmes asymétriques, à quartz et phengites (recristallisation syntectonique).

Des textures comparables ont été décrites par Eisbacher (1970), Lagarde (1978), Simpson et Schmid (1983) et Lister et Snoke (1984).

- Le quartz forme des rubans polycristallins où fabrique de forme (allongement des grains) et de réseau (estimation qualitative par la méthode de la teinte sensible) sont intenses. L'allongement des grains est parallèle à la foliation (oblique aux bandes C'). Les axes C du quartz sont perpendiculaires aux bandes C' (fig. 1-23B).

L'ensemble de ces microstructures, qui sont toutes compatibles entre elles, démontre le régime non-coaxial de la déformation, le sens de cisaillement étant senestre.

b. La déformation hétérogène dans les orthogneiss

Un petit affleurement de métagranite, au S de la zone précédente, permet d'observer la coexistence (fig. 1-24) :

- de volumes non ou faiblement déformés, auquel cas le métagranite présente une fabrique linéo-planaire.
- de zones de cisaillement étroites (5-10 cm d'épaisseur), subverticales, de direction E-W.

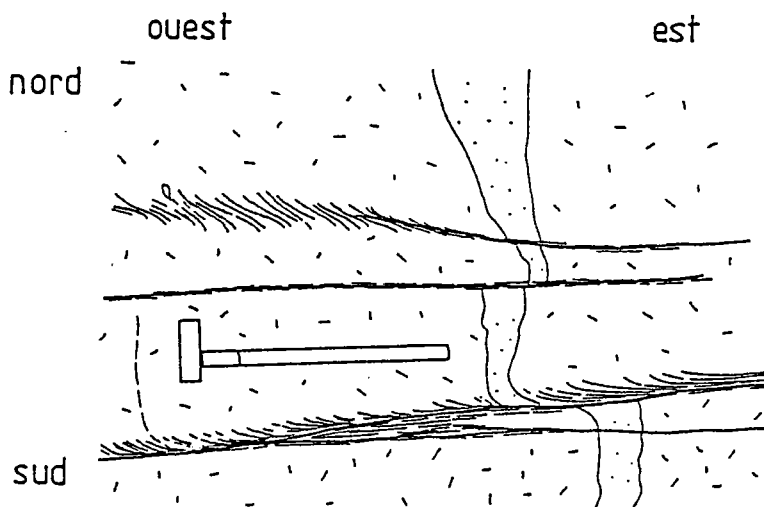


Fig.1-24 - Déformation hétérogène dans les métagranites antéalpines du Grand Paradis (vallon de Bardoney).

Les zones de cisaillement sont marquées par le développement d'une schistosité qui naît à environ 45° puis se parallélise à la zone de cisaillement. Les marqueurs (filons, enclaves) sont déformés dans la zone de cisaillement (décalés ou plissés) (fig. 1-24).

La géométrie des zones de cisaillement est difficile à établir, en raison des petites dimensions de l'affleurement. Les zones de cisaillement sont décrochantes ou décrochevauchantes : elles constituent deux familles conjuguées (senestre et dextre), qui se répartissent de part et d'autre de la direction moyenne de la foliation des orthogneiss dans les zones où la déformation est homogène (fig. 1-25). Dans la partie centrale des zones de cisaillement, la foliation mylonitique, subverticale, de direction moyenne N 90° , porte une linéation d'étirement subhorizontale et des stries, fines et courtes (5 mm environ) qui sont parallèles à la linéation.

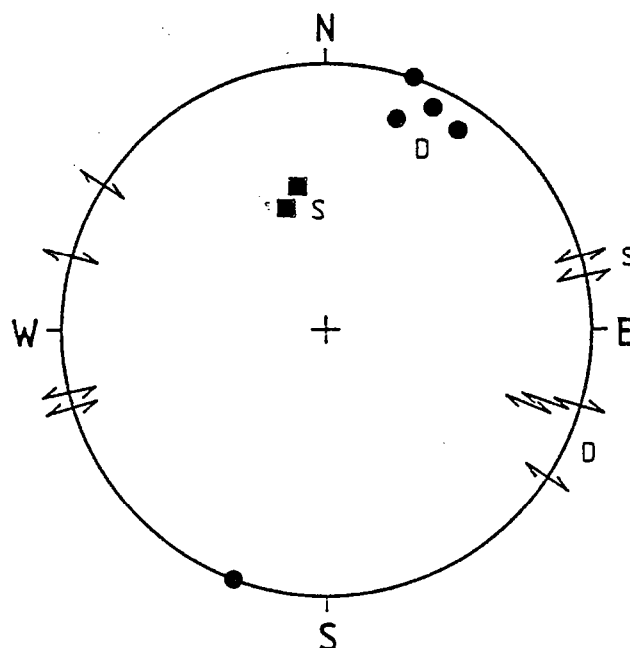


Fig.1-25 - Caractéristiques géométriques des zones de cisaillement dans le métagranite du vallon de Bardoney.

Les transformations métamorphiques sont importantes (fig. 1.26), y compris dans les volumes non déformés. Les phases magmatiques sont encore clairement identifiables : ainsi en est-il de la biotite 1, du plagioclase (agrégat à albite + zoïsite + phengite + grenat) et du quartz. Le microcline est rare. Les accessoires comprennent l'ilménite, qu'entoure une couronne réactionnelle de sphène, la tourmaline et le zircon.

Dans les zones de faible déformation alpine, les paragenèses syncinématiques comprennent quartz, albite, zoïsite, biotite 2 et sphène. Les phases magmatiques sont déformées (quartz, biotite 1) et/ou ont recristallisé (plagioclase).

Dans les zones d'intense déformation alpine (zones de cisaillement), les reliques texturales des phases magmatiques tendent à disparaître. La minéralogie est caractérisée par la disparition de la biotite (1 et 2) au profit de la chlorite et un enrichissement en Fe des zoïsites (épidotes).

	K-feldspath	biotite 1	(plagioclase)	ilménite	albite	zoïsité	épidote	biotite 2	chlorite	sphène
orthogneiss	+	+	+	+	+	+		+		+
mylonites					+	+			+	+

Fig.1-26 - Paragénèses des métaгранites non à fortement déformés du vallon de Bardoney.

Le quartz constitue des amas qui s'allongent progressivement lorsque l'intensité de la déformation augmente, jusqu'à constituer des rubans. La fabrique de forme des grains est faible, quelle que soit l'intensité de la déformation. La fabrique de réseau, nulle dans les stades non déformés, devient importante dans les stades mylonitiques, l'asymétrie des axes C du quartz étant cohérente avec le sens de cisaillement tel qu'il peut être déduit de l'allure de la schistosité.

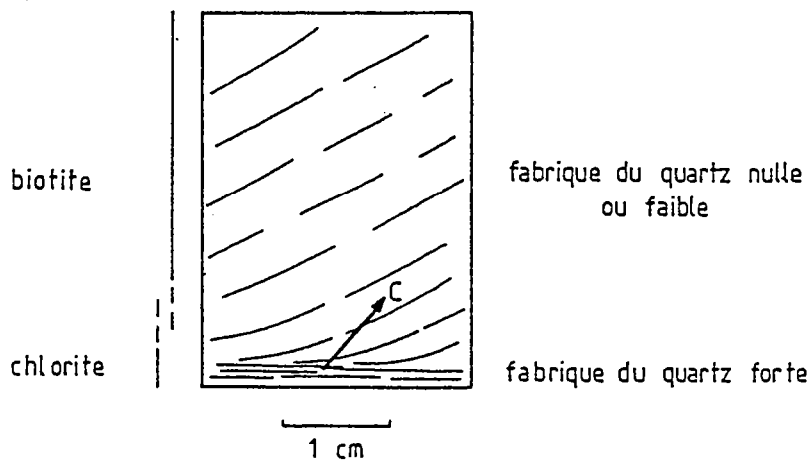


Fig.1-27 - Fabrique du quartz dans les zones de cisaillement du métaгранite du vallon de Bardoney.

c. Conclusion

Ces deux exemples de zones de cisaillement mettent en évidence :

- l'absence totale de déformation alpine dans certains volumes, non négligeables dans les paragneiss.
- la localisation de la déformation durant les dernières étapes de l'histoire métamorphique (déformation D2).

Dans les exemples étudiés, la géométrie des zones de cisaillement est contrôlée par l'existence d'une rampe ductile latérale au S du domaine où les observations de déformation hétérogène ont été faites.

4 - SYNTHÈSE ET DISCUSSION

a. Synthèse

Les descriptions précédentes ont montré :

1. Le caractère hétérogène de la déformation alpine

Ceci est particulièrement évident dans le socle antéalpin du Grand Paradis, où des volumes non négligeables de paragneiss (sur le versant valdotain) et d'orthogneiss (sur le versant piémontais) n'ont pas subi de déformation ductile importante. Au contraire, les unités océaniques paraissent déformées de façon homogène, à de rares exceptions près. Cette différence de comportement entre les deux unités est attribuable en première approximation à une différence de ductilité des matériaux constitutifs de ces deux unités.

2. Un gradient d'intensité dans l'unité du Grand Paradis, la base et le sommet de la nappe étant plus déformés.

Ce gradient est en particulier souligné :

- au sommet de la nappe par plusieurs zones de cisaillement dont la plus "externe" représente une localisation de la déformation durant les dernières étapes de l'histoire métamorphique (en faciès schiste vert).
- à la base de la nappe par l'intensification de la déformation du métagranite de l'Erfaulet en Valeille au sommet de l'unité du Money.

Le gradient est néanmoins perturbé par la rampe latérale ductile qui sépare les deux "domaines" distingués dans le chapitre 2.

b. Discussion

L'hétérogénéité (ou l'homogénéité) de la déformation dans une unité donnée est l'une des caractéristiques majeures de la déformation finie. Cette caractéristique est acquise progressivement au cours de l'histoire de la déformation.

Si les unités étaient soumises à des histoires P-T semblables, alors le caractère homogène ou hétérogène de la déformation serait avant tout fonction de la ductilité du matériel au moment où la déformation a lieu.

Si les différentes unités subissent différentes histoires P-T, le raisonnement précédent doit être nuancé, ainsi que le montre la discussion suivante.

Dans les Alpes nord-occidentales, les unités éclogitiques superposées appartiennent à trois nappes majeures qui sont, de bas en haut, la nappe du Grand Paradis - Mont Rose, les unités océaniques de type Zermatt et la nappe de l'Emilius (chapitre 1).

Dans la nappe de l'Emilius, la déformation majeure a lieu en conditions éclogitiques : les déformations en faciès schiste vert sont localisées "dans d'étroites zones" (Dal Piaz et al. 1983), où la rééquilibration est complète.

. Dans les unités océaniques, toutes les lithologies, à de rares exceptions près, ont subies une intense déformation ductile synéclogitique. La déformation ductile se poursuit en conditions rétro-morphiques (dans le faciès amphibolite à albite-épidote), bien que le volume déformé ait tendance à diminuer (le coeur des lentilles éclogitiques par ex. n'est plus déformé).

. Dans la nappe du Grand Paradis, la déformation majeure a lieu dans les conditions du faciès amphibolite à albite-épidote. Les déformations synéclogitiques n'ont en tout cas pas affecté les volumes non déformés dans l'état fini et pourraient avoir été localisées dans d'étroites zones de cisaillement, où d'importantes transformations métasomatiques ont lieu ("micaschistes argentés"). La fin de l'histoire rétro-morphique, en faciès schiste vert, est associée au développement local de zones mylonitiques.

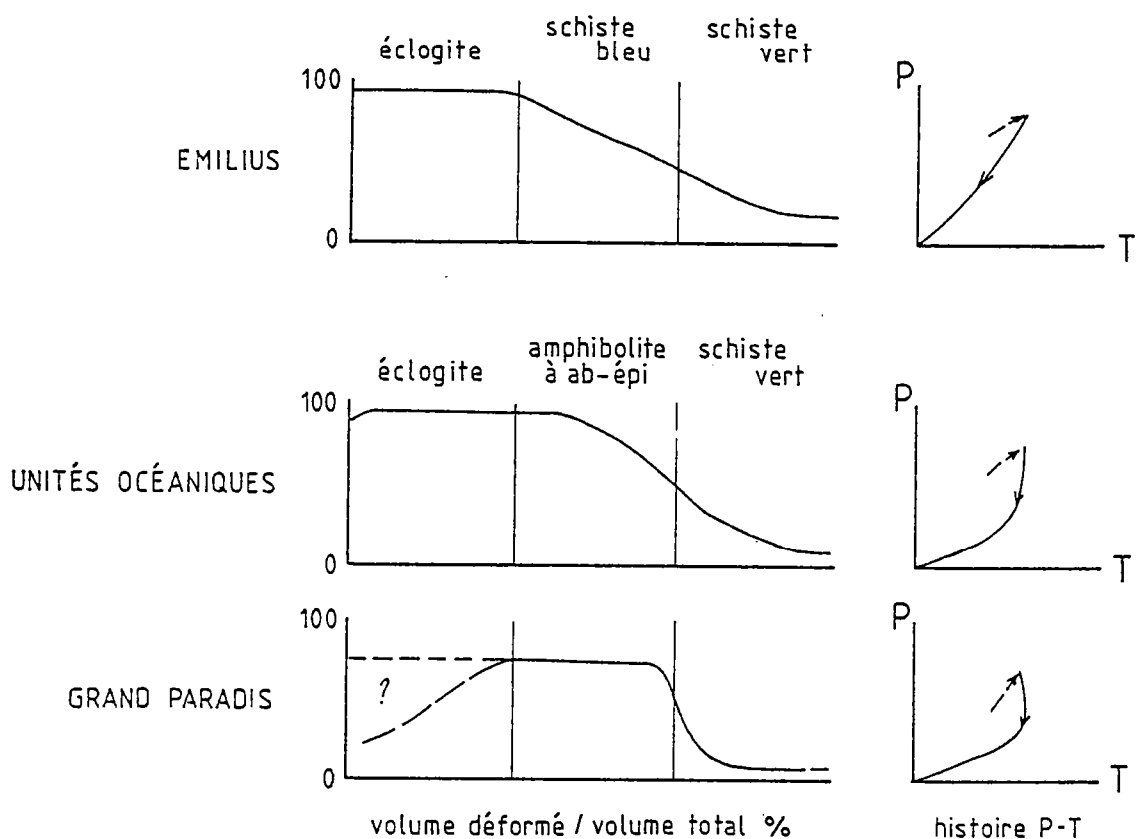


Fig.1-28 - Schéma synthétique de l'histoire P-T et de l'histoire de la déformation dans les 3 nappes superposées de la région de Cogné.

Que ces trois nappes n'aient pas subi la même histoire P-T est certain, même si les détails restent à établir.

. Les conditions du métamorphisme éclogitique dans les trois unités sont soumises à des incertitudes importantes, qui limitent les possibilités de comparaison (Chopin 1981, Dal Piaz et al. 1983 et 3ème partie).

. Les différences de conditions P-T lors de la rétromorphose sont par contre évidentes. Dans les zones déformées en conditions rétro-morphiques de la nappe de l'Emilius s'observent des associations à albite + actinote + chlorite + épidote + biotite verte (faciès schiste vert). Dans la nappe du Grand Paradis, les paragenèses synchrones de la déformation majeure (D2, post-éclogitique) appartiennent au faciès amphibolite à albite-épidote (albite + hornblende ou barroisite + épidote + biotite brune).

Ces observations sont synthétisées fig. 1-28. Cette figure, dont le schématisme est voulu, met en évidence trois conclusions fondamentales :

1. Le moment où a lieu la déformation majeure dans une unité donnée est fonction de l'histoire P-T de cette unité : la déformation majeure a lieu dans les conditions maximales de T.
2. L'histoire P-T d'une unité dépend de sa position dans l'empilement de nappes (cf. 3ème partie).
3. La tectonique alpine superpose les unités les plus métamorphiques, dont l'histoire est la plus ancienne, sur des unités moins métamorphiques, dont l'histoire est plus récente.

III.3 - LA DEFORMATION D2

Les caractères de la déformation D2 (foliation subhorizontale sauf à la périphérie du massif du Grand Paradis, linéation d'étirement de direction E-W) sont connus depuis de nombreuses années (Bertrand et Saliot, 1966, Bertrand; 1968; Caby 1973; Carpena et Caby, 1983; Carpena et Mailhé, 1984; Carpena, 1984; Vearncombe, 1983, 1985; Ballèvre, 1984; Vissers et Compagnoni, 1984), où les structures D2 sont post-éclogitiques.

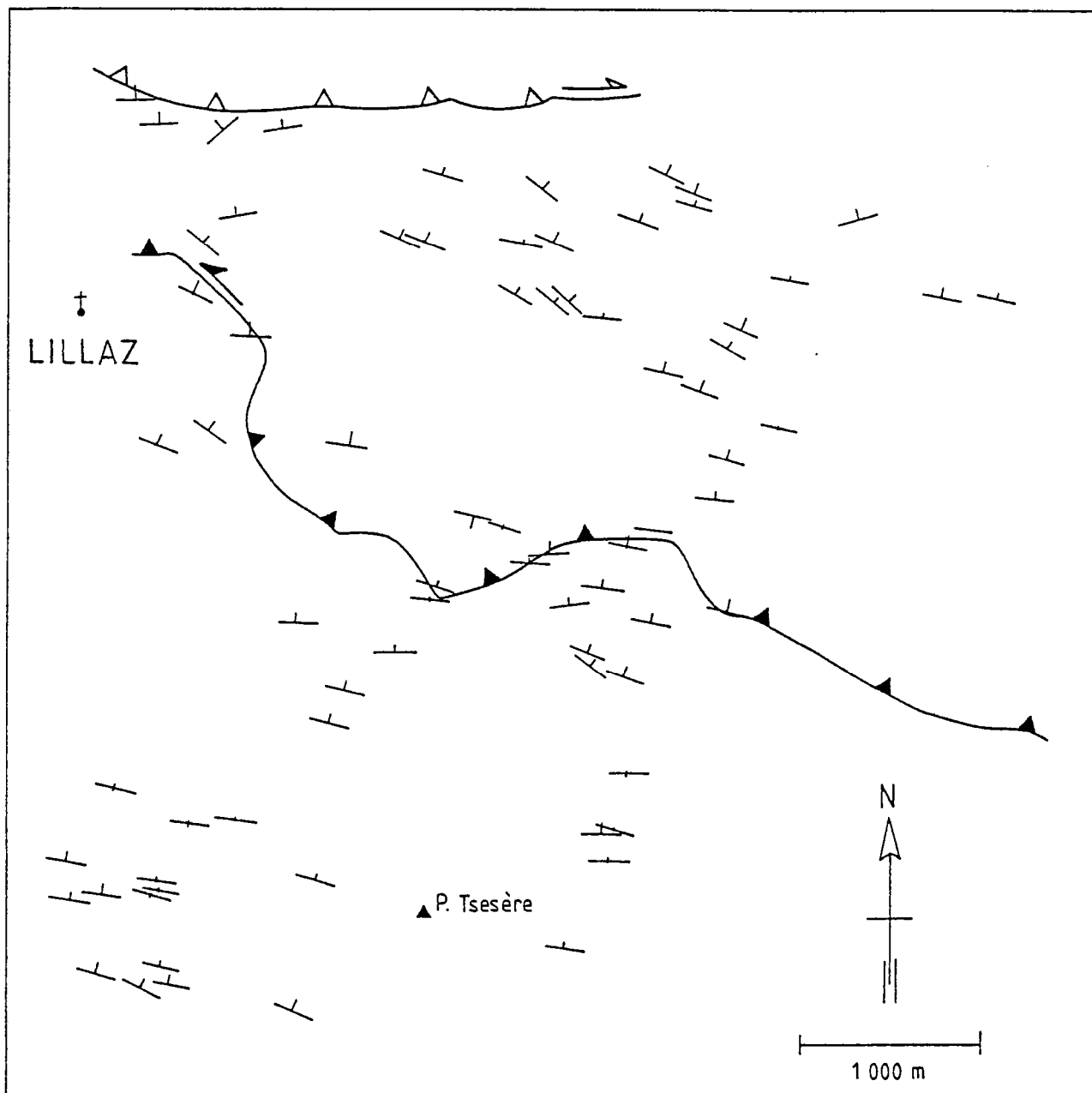


Fig.1-29 - Direction et pendage des foliations S2.

L'interprétation de la déformation D2 sera discutée en III-5 : la plupart des auteurs s'accordent sur le fait que la déformation D2, intense et non-coaxiale, est associée au déplacement des nappes d'E en W.

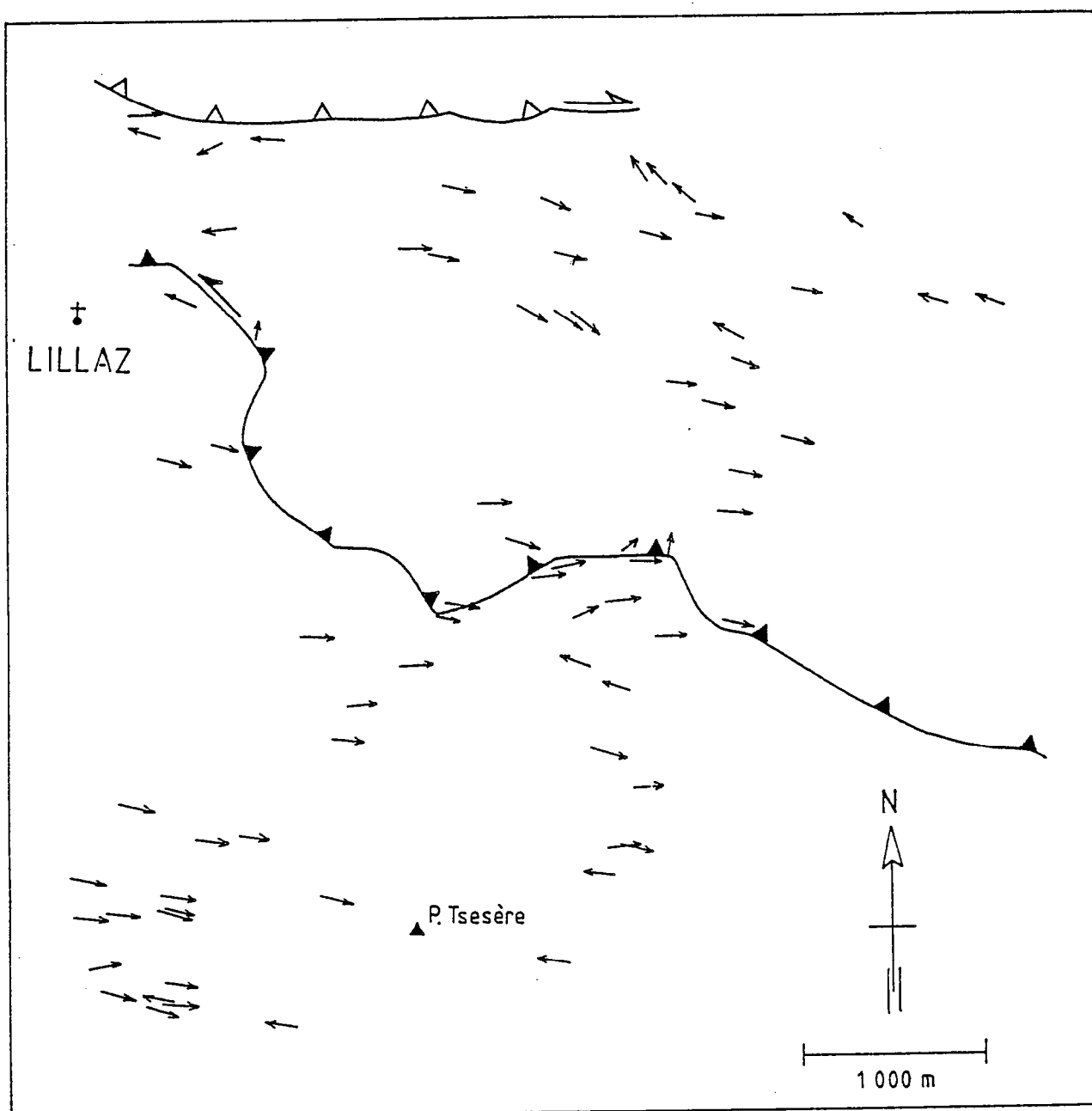


Fig.1-30 - Direction et plongement des linéations d'étirement L2.

1 - CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES DE LA DEFORMATION D2

Dans la région étudiée, la déformation D2 est avant tout caractérisée par :

- (i) des foliations à pendage N, qui sont parallèles au contact entre unités et tendent à s'horizontaliser vers le coeur du massif du Grand Paradis, comme cela est clairement visible sur les coupes des vallons de Valnontey (fig. 1-10), de Valeille et de Bardoney (fig. 1-13). Dans ces deux derniers, la régularité de la structure est perturbée par des zones à faible déformation alpine, où le litage antéalpin est subhorizontal.
- (ii) une linéation d'étirement de direction E-W, dont l'orientation est remarquablement constante (fig. 1-30) : les linéations d'étirement L2 (post-éclogitiques) présentent une direction N 90-100 et un faible plongement (au maximum 20°), en général vers l'E.

Les plis sont relativement rares. Ils sont observables par exemple dans les calc-schistes où le litage sédimentaire peut être plissé : il s'agit alors de plis isoclinaux, semblables, d'axe E-W (parallèle à la linéation d'étirement), qui ne présentent jamais de structures telles que éventail de schistosité, réfraction de la foliation...

L'organisation générale des foliations et des linéations d'étirement n'est perturbée qu'à proximité du contact Grand Paradis - "schistes lustrés".

. Dans le torrent de Loye, les micaschistes à grenat des unités océaniques présentent, à proximité immédiate du contact avec les orthogneiss ocellés du Grand Paradis, une linéation d'étirement N 10,50 N, dans la ligne de plus grande pente de la schistosité. Les bandes C' associées indiquent un jeu normal (c'est-à-dire un déplacement des unités océaniques vers le N = vers le bas).

La déformation est associée à une intense rétro-morphose des micaschistes, que souligne la chloritisation du grenat. La plupart des phases (grenat, épidote, tourmaline, apatite) sont fracturées, les fractures étant perpendiculaires à la schistosité.

La forme des phengites (en "poissons" ou en "amandes"), les bandes C' et la fabrique du quartz mettent en évidence le régime non-coaxial de la déformation, le sens de cisaillement étant du S vers le N.

Cette déformation tardive pourrait être associée à la formation du dôme du Grand Paradis.

. Les marbres triasiques du vallon de Bardoney présentent une intense déformation ductile : la foliation porte une linéation d'étirement, que marque la fabrique de forme des carbonates et l'alignement des aiguilles de trémolite, microboudinées.

Les marbres sont intercalés entre des calc-schistes à grenat-zoisite et des serpentinites à rodingites. Ils forment deux masses distinctes, boudinées. A l'intérieur de chacune, la direction de la foliation et de la linéation d'étirement est constante : N0,45 N pour la masse E, N 55,40 E pour la masse W.

Il est difficile d'établir l'âge de cette déformation : il est probable qu'elle soit précoce (D1 ?) et que les carbonates aient été tradivement boudinés et réorientés.

2 - INTENSITE ET REGIME DE LA DEFORMATION D2

a. Unités océaniques

Dans les unités océaniques, la déformation est intense. Il est difficile d'y mettre en évidence des variations d'intensité. L'hétérogénéité du matériel permet néanmoins la localisation de la déformation dans certaines lithologies (serpentin schistes, calcschistes), en particulier lorsqu'elles constituent des niveaux de faible épaisseur aux limites entre unités majeures. En l'absence de critères tel que une diminution de la taille du grain, la localisation de la déformation ne peut que difficilement être mise en évidence sur le terrain.

Ceci étant dit, toutes les lithologies dans toutes les unités sont caractérisées par une forte fabrique planaire (foliation), sur laquelle la linéation d'étirement est en général marquée.

La linéation exprime en général une orientation préférentielle de forme des minéraux syncinématiques, en particulier amphibole et chlorite dans les metabasites.

Des phases ou des structures antécinématiques déformées ou réorientées sont rares : le seul cas notable est celui des pseudomorphes de lawsonite dans les calcschistes, qui peuvent être régulièrement alignés dans le plan de foliation suivant la direction d'étirement ou au contraire présenter une dispersion importante.

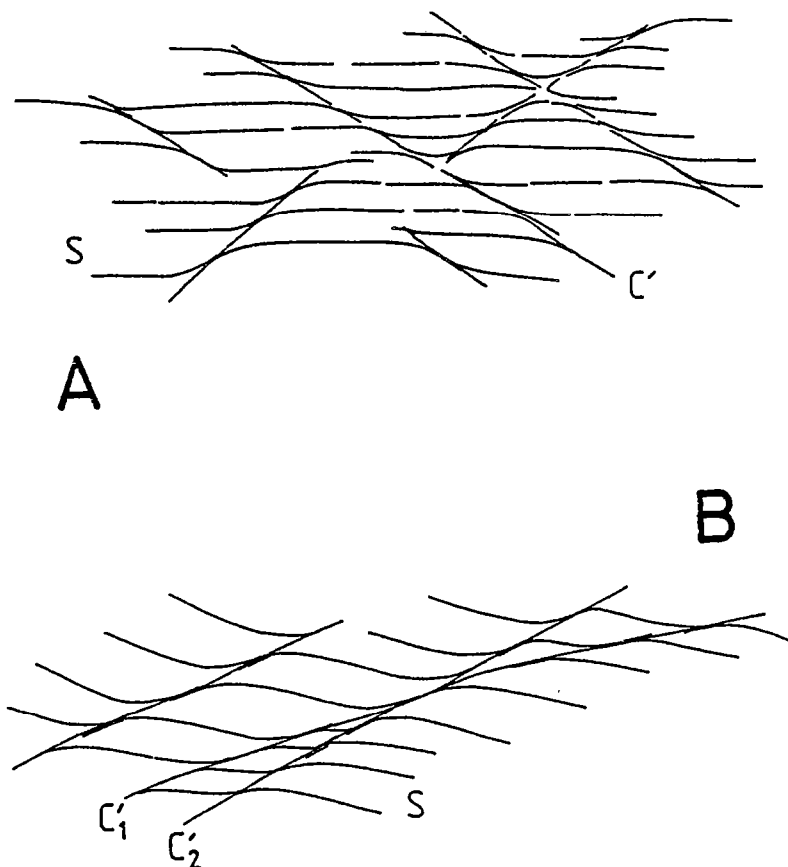


Fig.1-31 - Exemple de bandes de cisaillement dans un métagabbro des unités océaniques.

En dehors de la fabrique de la roche, la forme de l'ellipsoïde de déformation n'a pu être approchée qualitativement que dans de rares cas.

Dans les micaschistes à ankérite-grenat par exemple, on observe souvent le développement d'ombres de pression autour du grenat, dont la forme montre l'absence d'allongement suivant Y.

Les évidences en faveur d'un allongement suivant Y sont d'une façon générale rares : on notera en particulier l'absence de bandes de cisaillement dans les sections YZ.

Le caractère hétérogène des lithologies des unités océaniques entraîne l'apparition de nombreuses structures, depuis les plis semblables d'axe E-W lorsque les contrastes de compétence sont faibles (par exemple, dans les alternances marbres-calcschistes) jusqu'au boudinage lorsqu'ils sont élevés (par exemple, dans les métagabbros lités de l'unité de la Testa Goilles).

De nombreuses bandes de cisaillement affectent à toutes les échelles (du mm au mètre) la foliation. Leur géométrie est en général contrôlée par des hétérogénéités préexistantes. En fonction des contrastes de compétence, tous les intermédiaires existent entre le "boudinage interne" (Cobbold et al., 1971; Ramsay, 1980) ou "boudinage de foliation" (Platt et Visser, 1980) et les fentes d'extension (fig. 1-31 et 1-32).

Ces structures indiquent un fort allongement dans le plan de foliation selon la direction de la linéation d'étirement L2 (N 90-100) :

. Les bandes de cisaillement sont perpendiculaires à la direction de la linéation d'étirement. En général conjuguées, elles font un angle d'environ 30° avec la foliation (fig. 1-31A).

Lorsque plus d'une génération est observable, les bandes dont l'angle avec la foliation est le plus élevé (40-45°) recoupent les bandes dont l'angle avec la foliation est le plus faible (20°-30°). Cette observation suggère une rotation progressive des bandes vers le plan de foliation (fig. 1-31B).

Lorsque les deux familles de bandes sont aussi développées l'une que l'autre et font le même angle avec le plan de foliation, le régime de la déformation est coaxial. Dans le cas contraire, qui est généralement observé, le régime est non-coaxial : une importante composante de raccourcissement coaxial est cependant nécessaire pour expliquer la présence systématique de bandes conjuguées et les rotations des bandes.

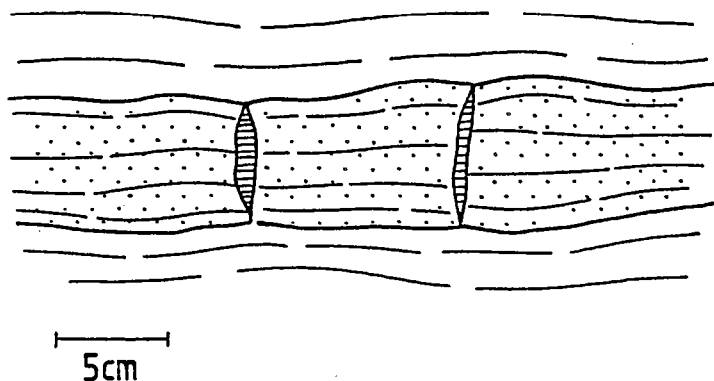


Fig.1-32 - Exemple de fentes à albite - chlorite - amphibole dans un métagabbro des unités océaniques.

. Les fentes d'extension s'ouvrent perpendiculairement à la schistosité : elles contiennent des cristallisations en fibres de chlorite et d'albite, les fibres ayant la même direction que la linéation d'étirement.

La répartition des fentes est contrôlée par les hétérogénéités du matériel : elles sont localisées dans les niveaux à forte compétence, à partir desquels, elles peuvent croître dans la matrice à faible compétence (fig. 1-32).

En conclusion, les observations précédentes montrent que :

- l'ellipsoïde de déformation finie est situé dans le champ de l'aplatissement ou à proximité de la déformation plane.
- le régime de la déformation est non-coaxial, une forte composante en raccourcissement coaxial étant présente.

De ce fait, la détermination du sens de cisaillement global n'est pas évidente : dans la plupart des cas, un sens de cisaillement d'E en W peut être déduit de la géométrie des bandes de cisaillement.

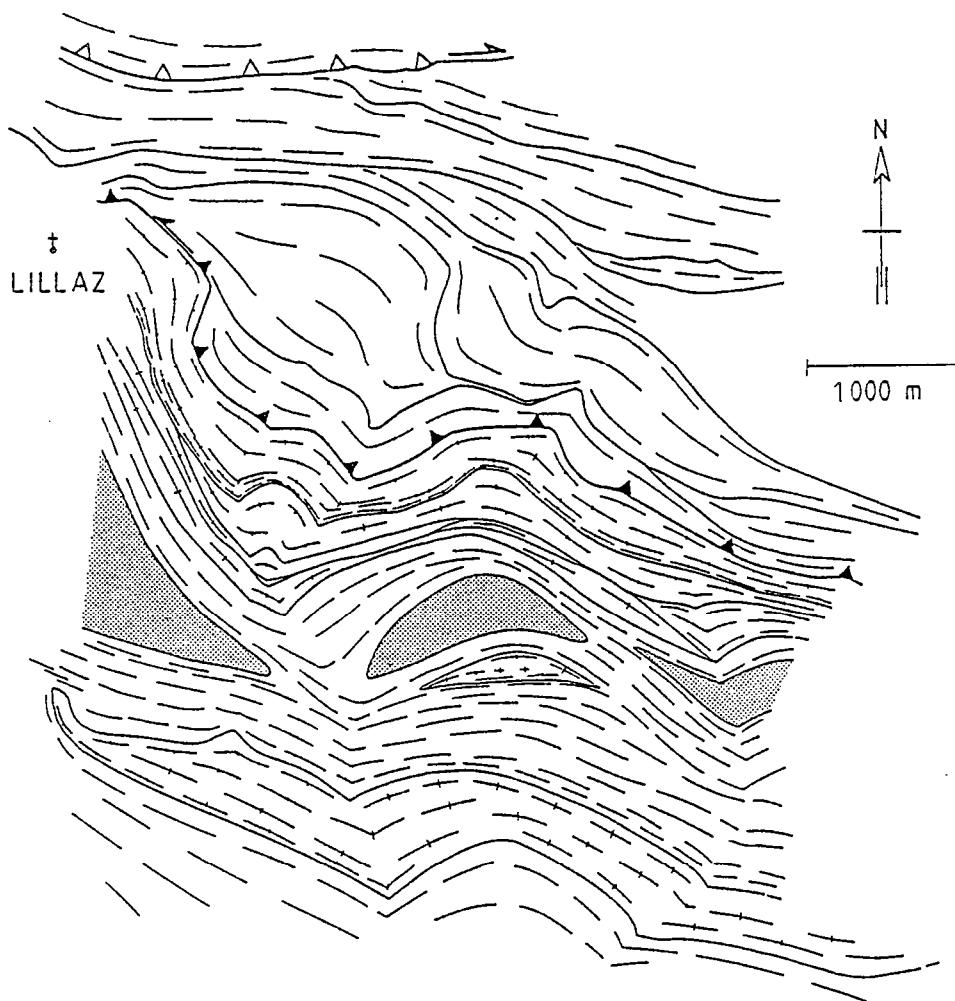


Fig.1-33 - La déformation D2 dans le massif du Grand Paradis.

b. Grand Paradis

Une analyse de la structure de la partie N du massif du Grand Paradis a permis d'y distinguer plusieurs "domaines" (fig. 1-33 et 1-34). Les brèves descriptions suivantes sont destinées à préciser les caractères de la déformation dans le "domaine N". Aucune précision ne sera fournie ici en ce qui concerne le "domaine S" : en grande partie inaccessible, il n'a pas fait l'objet d'observations détaillées sur le terrain.

. La déformation au contact Grand Paradis - "schistes lustrés" a été analysée antérieurement (cf. II-2). Les caractéristiques majeures en sont ici rappelées :

Dans les zones de cisaillement et en dehors de celles-ci, l'ellipsoïde de déformation finie est situé dans le champ de l'aplatissement, ainsi que le montre en particulier la présence de queues de cristallisation autour des KF dans les deux sections XZ et YZ.

Le régime non-coaxial de la déformation est marqué dans les sections XZ par la dissymétrie des queues de cristallisation autour des KF et le développement préférentiel d'une famille de bandes C' : le sens de cisaillement est d'E en W.

. La majeure partie du "domaine N" est constituée de paragneiss à faible déformation alpine : le litage antéalpin, subhorizontal, est recoupé par des filons d'aplitites et de pegmatites à tourmaline-muscovite (cf. II-2).

. Une zone d'intense déformation alpine, à foliation subverticale, de direction N 90, et linéation d'étirement subhorizontale, est observable dans les paragneiss à la limite S du "domaine N". La déformation y est caractérisée par une forte fabrique linéoplaire des roches.

Dans les sections XY (plan de foliation), la linéation d'étirement est soulignée par des queues de cristallisation de quartz autour du grenat : la forme de ces queues montre l'absence d'allongement suivant Y. Une linéation de crénulation (d'amplitude millimétrique), qui est parallèle à la linéation d'étirement, est souvent observable.

Dans les sections YZ, la fabrique linéaire de la roche est nettement perceptible : la foliation, mal définie, contourne les porphyroblastes de grenat et d'albite, autour desquels aucune ombre de pression n'est développée. Les bandes C' sont totalement absentes.

Dans les sections XZ, la fabrique planaire de la roche est nettement dominante. La foliation est perturbée par d'abondantes microzones de cisaillement, subverticales, qui font un angle constant (environ 30°) avec la foliation (bandes C'). Entre les bandes, étroites (1-2 mm) et allongées (2-5 cm), d'espacement centimétrique, la foliation subit une rotation "inverse". La plupart de ces bandes s'initient sur le grenat, autour duquel se développe des ombres de pression asymétriques à chlorite.

Ces observations montrent que :

- l'ellipsoïde de déformation finie est proche de la déformation plane,
- le régime de la déformation est non-coaxial, le sens de cisaillement étant senestre (la foliation est verticale ou à fort pendage N).

Cette zone d'intense déformation alpine peut donc être interprétée comme une rampe ductile latérale, comme l'a supposé Vearncombe (1985), le long de laquelle a lieu un jeu décrochant senestre.

En conclusion, la déformation D2 dans le massif du Grand Paradis est hétérogène. Dans les zones où l'intensité de la déformation est forte, l'ellipsoïde de déformation finie est situé soit dans le champ de l'aplatissement, soit dans le domaine de la déformation plane. Dans les deux cas, le régime de la déformation est non-coaxial, les unités supérieures s'étant déplacées vers l'W par rapport aux unités inférieures.



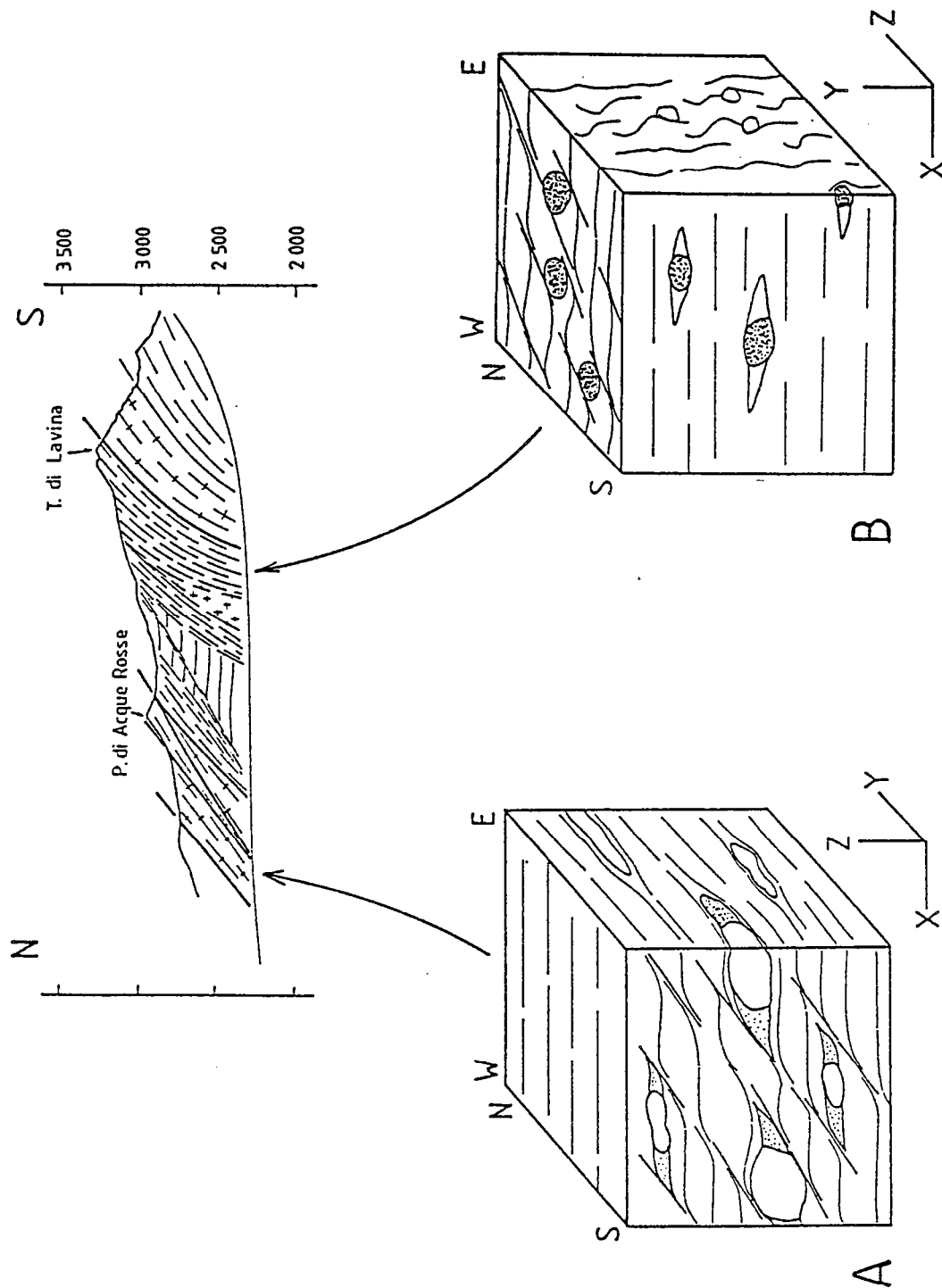


Fig.1-34 - Caractéristiques géométriques de la déformation D2 dans l'unité du Grand Paradis. A : fabrique des orthogneiss de la bordure N du massif du Grand Paradis. B : fabrique des paragneiss à la limite entre les "donaines" N et S (rampe ductile latérale).

3 - RELATIONS DEFORMATION-METAMORPHISME

Dans toutes les unités et toutes les lithologies (les exemples sont innombrables), la déformation D2 est post-éclogitique : aucune fabrique éclogitique n'a été observée en dehors du coeur des lentilles de metabasites (cf. infra). La déformation D2 appartient au faciès amphibolite à albite-épidote.

Les metabasites du Grand Paradis en fournissent une illustration claire : aux paragenèses éclogitiques à grenat + omphacite succèdent les associations syncinématiques à amphibole + plagioclase. Comme l'amphibole est une hornblende ou une barroisite et le plagioclase de l'albite (cf. analyses en 2ème partie), cette association n'appartient ni au faciès schiste vert (actinote + albite), ni au faciès amphibolite (hornblende + plagioclase) : elle définit le faciès amphibolite à albite-épidote.

A l'amphibole bleue-verte et au plagioclase s'ajoutent, suivant les cas, épidote, calcite, chlorite, biotite, sphène, ilménite, quartz. Le grenat est relictuel : il est soit partiellement dissous et remplacé par de la chlorite, soit inclus dans les porphyroblastes d'albite.

Les paragneiss du Grand Paradis présentent eux aussi des évidences de polyphasage : la croissance de la biotite et du plagioclase est toujours postérieure à une association précocce à quartz + mica blanc + grenat + rutile. La place de la chlorite est par contre difficile à préciser : bien qu'elle apparaisse dans la plupart des cas secondaire, elle pourrait parfois faire partie des assemblages primaires.

Cette succession de paragenèses se traduit par des textures réactionnelles caractéristiques :

- couronnes de biotite autour du grenat au contact grenat-phengite,
- couronnes d'ilménite et de sphène autour du rutile,
- morphologie du grenat à l'intérieur (automorphe) et à l'extérieur subauto- à xénomorphe des porphyroblastes de plagioclase.

La foliation est définie par la fabrique de forme des micas et de la chlorite et l'allongement des rubans de quartz. Elle tend à être obscurcie lorsque le développement des porphyroblastes d'albite est important. Les bandes de cisaillement sont enrichies en chlorite et en biotite par rapport à la matrice.

Les orthogneiss du Grand Paradis sont caractérisés par la stabilité durant la déformation D2 d'une association à quartz + albite + phengite + biotite brune + épidote, en présence de feldspath potassique relictuel. Les conditions P-T de la déformation majeure sont donc contraintes par :

- l'absence de jadéite (ou d'omphacite) en présence de quartz (limite sup. en P);
- l'absence de plagioclase calcique (en association ou non avec l'épidote ou la calcite) (limite sup. en P);
- l'absence de chlorite et de stilpnomélane (limite inf. en T).

L'équilibre biotite - phengite - microcline - quartz - H₂O, qui a fait l'objet de calibrations expérimentales (Velde 1967; Massonne 1981), en cours d'étude dans le massif du Grand Paradis, permettra de préciser les conditions P-T de la déformation majeure.

Les seuls cas où cette association (à biotite + épidote) a disparu ont été observés dans les zones mylonitiques à la bordure N du massif du Grand Paradis (cf. supra), dans lesquelles apparaissent chlorite et calcite. Les deux réactions suivantes entrent probablement en jeu :

chlorite + microcline = quartz + phengite + biotite + H_2O

phengite + calcite + quartz = épidote + microcline + $CO_2 + H_2O$

Alors que les paragenèses à biotite brune + épidote sont attribuables au faciès amphibolite à albite-épidote, les paragenèses à biotite verte et surtout à chlorite + calcite appartiennent au faciès schiste vert.

III.4 - LA DEFORMATION D1

Jusqu'à présent, seule la déformation associée à l'histoire rétro-morphique (D2) a été analysée. Même si cette déformation est sur le terrain la déformation majeure dans les deux unités étudiées, elle est tardive dans l'histoire métamorphique de ces deux unités.

L'histoire précoce, en conditions éclogitiques, est elle aussi associée à une déformation ductile (D1), dont il faut tenter de déterminer les caractères. Tel est l'objet de ce paragraphe.

1 - RELIQUES ECLOGITIQUES ET DEFORMATION SYNECLOGITIQUE

La déformation synéclogitique D1 n'est caractérisable que lorsque des reliques éclogitiques sont observables. Cela n'est cependant ni suffisant, ni significatif :

- suffisant, parce que si ces reliques sont réduites à des phases précoces (le grenat par exemple) dans une matrice ayant subi une intense déformation en conditions rétro-morphiques (D2), il n'est plus possible de déterminer les caractères (orientation des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie, intensité et régime de la déformation,...) de la déformation associée.
- significatif, parce que des reliques éclogitiques peuvent être observées dans des roches ayant subi un métamorphisme éclogitique sans déformation ductile associée : en d'autres termes, la déformation éclogitique avait un caractère hétérogène.

De ce fait, seuls deux types de lithologies se sont avérées favorables et ont été recherchés, en raison de la préservation extensive des associations éclogitiques qui y est généralement observée : ce sont les lentilles basiques d'une part, les "micaschistes argentés" d'autre part.

Dans le premier cas, il est possible de déterminer au moins localement les caractères de la déformation synéclogitique : aussi quelques exemples seront-ils décrits en détail. Les informations que ces metabasites nous apportent sur l'histoire P-T seront traitées dans la 2ème partie de ce travail.

Dans le deuxième cas, des structures synéclogitiques n'ont pu être identifiées. La répartition spatiale des "micaschistes argentés" a par contre apporté des informations sur le caractère hétérogène de la déformation D1, qui ont été discutées antérieurement (cf. II-2).

2 - STRUCTURE, DEFORMATION ET HISTOIRE DES LENTILLES ECLOGITIQUES

Les lentilles éclogitiques s'observent :

- dans les paragneiss polymétamorphiques de l'unité du Grand Paradis, où elles dérivent d'amphibolites préalpines. Trois groupes y ont été distingués, en fonction de leur composition globale et des paragenèses présentes, dont seuls deux (éclogites GPI et GPIII) ont pu être observés à l'affleurement, le troisième (éclogites GPII) n'étant connu qu'en éboulis.
- dans les unités océaniques, où elles dérivent de gabbros ferro-titanés. Seules les lentilles éclogitiques de l'unité de la Cima di Bardoney seront décrites en détail.

a. Structure et déformation des éclogites GPI

Les éclogites GPI forment des lentilles isolées dans une matrice orthodérivée (orthogneiss leucocrates à KF relictuel) et affleurent en chapelet le long d'une des zones de cisaillement à la bordure N du massif du Grand Paradis, en rive gauche du vallon de Bardoney.

Les éclogites constituent des lentilles ellipsoïdales de faibles dimensions (de 1 à 5 m) dont l'axe est parallèle à la linéation d'étirement L2 (soit E-W).

Certaines, à grain fin, sont des roches foliées. La foliation porte une linéation d'étirement L1 de direction N 150. Foliation et linéation sont synéclogitiques, étant définies par la fabrique de forme de l'omphacite, de la glaucophane, de la phengite et du quartz (éch. BAR 14 à 16).

D'autres, à grain moyen, non foliées, sont si rétro-morphosées que l'omphacite a disparu, même au coeur des lentilles (éch. BAR 17). Il n'est pas possible d'affirmer dans ces conditions que ces roches ont subi une déformation ductile synéclogitique. La rétro-morphose est en tout cas statique.

Dans tous les cas, la bordure des lentilles éclogitiques est amphibolitisée : la foliation à la bordure des lentilles est parallèle avec la foliation des orthogneiss de l'encaissant.

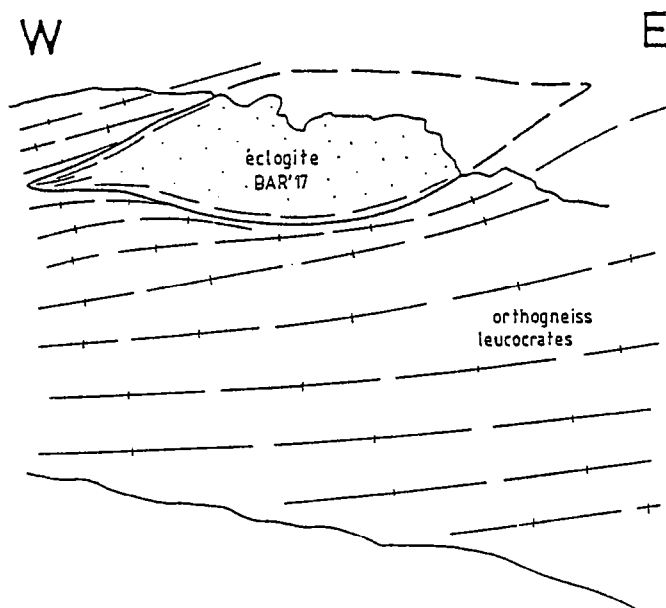


Fig.1-35 - Aspect des lentilles éclogitiques à l'affleurement. La falaise a environ 15m de hauteur et est parallèle à la linéation d'étirement L2, de direction E-W. Noter la présence de bordures foliées autour d'un coeur isotrope.

b. Structure et déformation des éclogites GPIII

Les éclogites GPIII ont été observées en rive droite du vallon de Valeille, à proximité du point coté 2 336 m, à la base de l'arête W de la Punta Isesère : les metabasites forment des boudins métriques à plurimétriques dans les paragneiss (micaschistes albitiques à deux micas des auteurs italiens).

Le secteur décrit ici appartient en fait à la rampe ductile latérale qui sépare, au sein de l'unité du Grand Paradis, "domaine N" et "domaine S". Toutes les caractéristiques de la déformation qui ont été décrites antérieurement dans cette zone d'intense déformation alpine s'y observent (foliation subverticale de direction N 90, linéation d'étirement subhorizontale...). Le problème est donc bien de caractériser la déformation D1 dans les boudins éclogitiques.

Parmi les boudins sont distinguables deux types

. Le premier type comprend un seul boudin, où la préservation des associations éclogitiques est excellente.

Il présente des extrémités anguleuses, subperpendiculaires à la linéation d'étirement dans la matrice micaschisteuse. Litage et foliation - synéclogitiques - sont subverticaux de direction N 90. Aucune linéation d'étirement n'est identifiable sur les plans de foliation.

Les déformations post-éclogitiques se réduisent à des fractures et des fentes, dans lesquelles les minéraux post-éclogitiques, en particulier l'albite, forment des fibres de direction E-W.

Les transformations post-éclogitiques entraînent une disparition progressive du litage vers les extrémités du boudin, en raison du développement de porphyroblastes d'albite dont la taille croît progressivement (du mm jusqu'au cm) vers le contact avec la matrice micaschisteuse.

. Le deuxième type comprend de nombreux boudins ellipsoïdaux dont le grand axe est parallèle à la linéation d'étirement dans les micaschistes.

Les metabasites ont subi une intense déformation ductile en conditions rétro-morphiques : ce sont en fait des amphibolites à grenat relictuel, dont la foliation subverticale, de direction N 90, porte une linéation d'étirement subhorizontale.

Ce qui distingue donc fondamentalement les deux types de boudins est leur comportement durant la déformation D2 (fragile dans le premier cas, ductile dans le deuxième cas).

Les paragenèses synkinématiques sont fonction des lithologies observées :

. Dans la matrice micaschisteuse, il est possible de distinguer deux paragenèses successives.

La première, relictuelle, comprend quartz + mica blanc + grenat + rutile. La deuxième synkinématique, est associée (i) au développement des porphyroblastes de plagioclase (albite ?), (ii) à la croissance de la biotite et de la chlorite et (iii) à l'apparition des couronnes d'opacités (ilménite ?) autour du rutile.

Les bandes de cisaillement (bandes C'), dont les caractères ont été décrit antérieurement, sont soulignées en lame par ces concentrations en biotite et en chlorite.

. Dans le premier type de boudin, ayant un comportement fragile durant la déformation D2, les associations synkinématiques appartiennent au faciès éclogite : elles comprennent en particulier l'association grenat + omphacite + zoïsite + paragonite + dolomite + quartz + sphène. La déformation synéclogitique succède à une déformation en faciès schiste bleu de haut grade, dont témoignent les inclusions de glaucophane et zoïsite au cœur du grenat (fig. 2-24). Le fait remarquable à cet égard est l'absence de différence d'orientation entre schistosité interne Si et schistosité externe Se, ce qui peut être interprété de deux façons différentes (Gapais et Ballèvre, en préparation) :

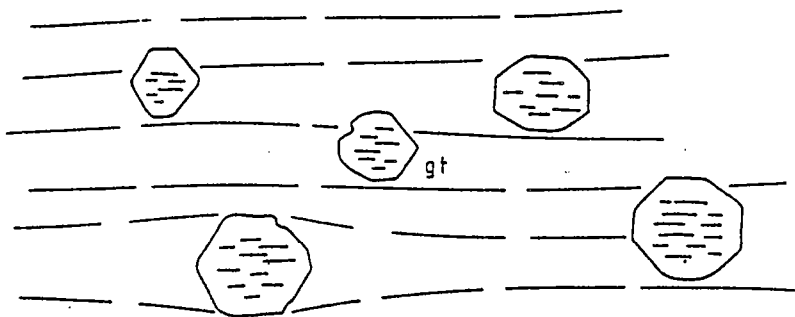
- un régime coaxial de la déformation,
- une absence de contraste de viscosité entre le grenat et la matrice.

La croissance des phases post-éclogitiques (amphibole bleu-vert et plagioclase en particulier) est localisée aux limites intergranulaires et ne s'accompagne pas d'une déformation ductile : elle est statique.

. Dans le deuxième type de boudin, ayant un comportement ductile lors de la déformation D2, seules sont présentes des reliques éclogitiques, en particulier le grenat. Comme dans le cas précédent, les grains de grenat préservent une Si, rectiligne dans chaque grain mais dont l'orientation varie d'un grain à l'autre. Cette observation suggère d'importantes rotations post-éclogitiques des grains de grenat.

La paragenèse syncinématique comprend amphibole bleue-verte + chlorite + zoïsité + plagioclase + carbonate + sphène. Les phases antécinématiques ont disparu, sauf le grenat, dont les bordures sont partiellement dissoutes. Le plagioclase constitue des porphyroblastes de petites dimensions (de l'ordre du mm).

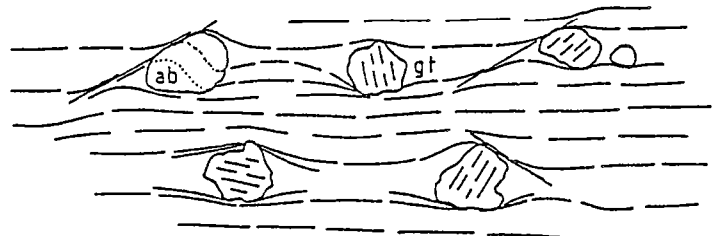
La foliation est définie par la fabrique de forme de l'amphibole, de la chlorite et du carbonate. Autour des blastes de plagioclase nucléent des bandes de cisaillement, la plupart conjuguées, qui font avec la foliation un angle d'environ 30°.



ECLOGITE

D1

- grenat porphyroblastique syncinématique
- Si à glaucophane
- Se à omphacite



AMPHIBOLITE

D2

- grenat relictuel
- albite porphyroblastique syncinématique
- foliation à amphibole bleue-verte

Fig.1-36 - Texture et fabrique des éclogites GP II.

En conclusion, il n'a pas été possible de déterminer les caractères de la déformation D1 grâce aux éclogites GPII. Celles-ci ont néanmoins permis de mettre en évidence :

- une longue histoire de la déformation ductile, puisqu'elle débute en conditions schiste bleu de haut grade, avant le climax éclogitique.
- une différence de comportement mécanique de lithologies a priori semblables durant l'histoire rétro-morphique, pour des raisons qui restent à déterminer.

c. Structure et déformation des éclogites de l'unité de la Cima di Bardoney

L'unité de la Cima di Bardoney est partiellement constituée de prasinites qui incluent des lentilles éclogitiques métriques à décamétriques.

. La matrice prasinitique préserve d'abondantes reliques de texture gabbroïque : les sites du plagioclase et du pyroxène sont encore identifiables, sauf dans les échantillons à grain fin. Les variations de la taille du grain à l'échelle du centimètre ou du décimètre ne résultent pas d'une déformation hétérogène mais sont les témoins des hétérogénéités magmatiques des "euphotides". Les prasinites dérivent donc de gabbros magnésiens.

. Les lentilles éclogitiques présentent au contraire de rares reliques de texture gabbroïque (par exemple pseudomorphoses topotactiques de chloromélanite sur le clinopyroxène magmatique). Elles sont actuellement constituées d'une alternance, d'échelle centimétrique, de niveaux verdâtres (à grenat + omphacite + glaucophane) et noirâtres (à grenat + barroisite). L'abondance du grenat et du rutile montre que les éclogites dérivent de gabbros ferro-titanés.

La déformation, intense, est caractérisée par l'absence de volumes non déformés et la forte fabrique planaire des éclogites et des prasinites.

. Les prasinites présentent une foliation à fort pendage N, qui porte une linéation d'étirement L2, subhorizontale, de direction en moyenne E-W.

Les paragenèses syncinématiques (actinote + chlorite + zoïsité + albite + sphène) démontrent l'appartenance de la déformation à l'épisode rétro-morphique (D2). Des reliques éclogitiques, en particulier grenat, glaucophane, zoïsité et rutile, sont néanmoins observables mais la déformation rétro-morphique a été si intense que toute fabrique synéclogitique a disparu.

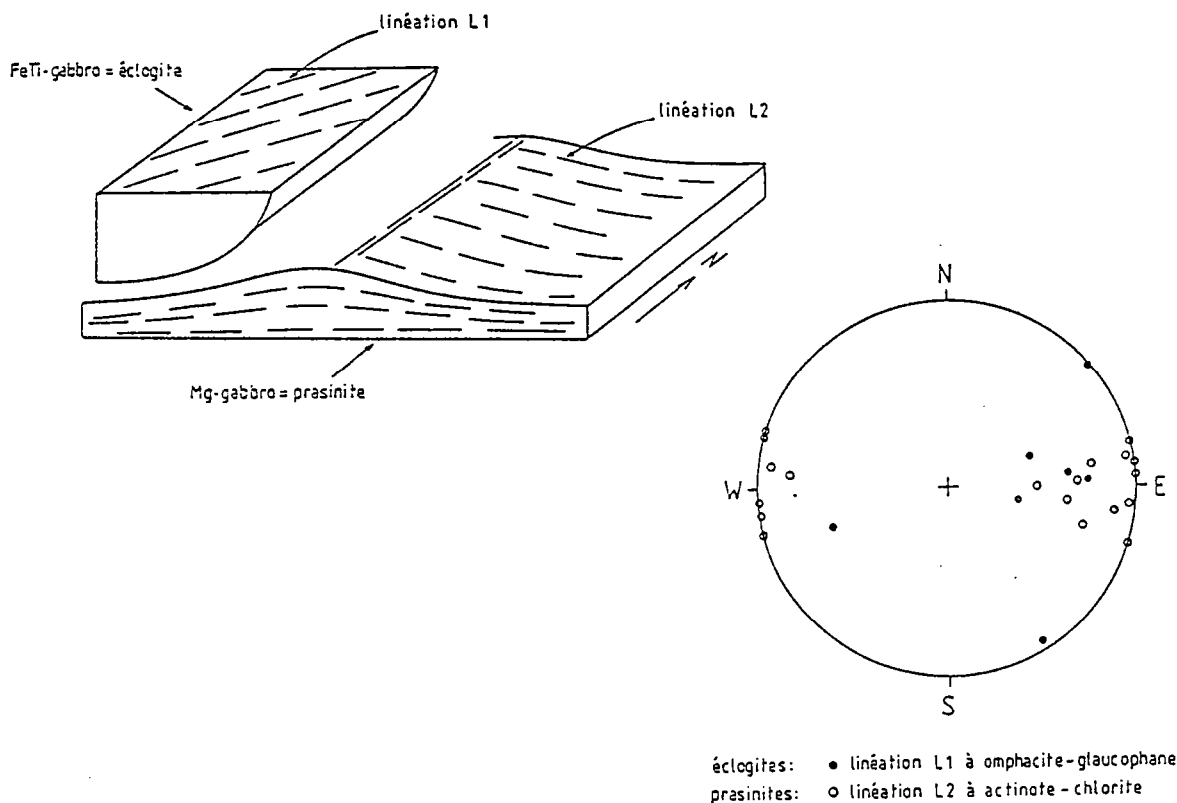


Fig.1-37 - Structure et déformation des éclogites des unités océaniques (unité de la Cima di Bardoney).

. Dans les éclogites, la foliation, qui est parallèle au litage, est en général parallèle à la foliation des prasinites : plusieurs exemples de "discordances" peuvent cependant être observées. La linéation d'étirement L1, de direction constante à l'intérieur d'une lentille éclogitique mais différente d'une lentille à l'autre, est en général sinon toujours oblique à la direction des linéations L2 : elle présente dans la plupart des cas un fort plongement dans le plan de foliation.

Les paragenèses synchronématiques (grenat + omphacite + glaucophane + quartz + rutile) montrent que la déformation est synéclogitique.

Une analyse détaillée des relations déformation/métamorphisme dans les deux lithologies (Ballèvre, en préparation) met en évidence la même conclusion : la déformation ductile majeure appartient à l'histoire éclogitique au coeur des lentilles de gabbros FeTi et à l'histoire rétro-morphique en bordure des lentilles et dans la matrice de gabbros magnésiens.

Éclogites et prasinites ont été soumises à une intense déformation mais le comportement de ces lithologies change durant l'histoire P-T :

- en conditions éclogitiques, les deux types de gabbros ont un comportement ductile.
- en conditions rétro-morphiques, les gabbros magnésiens ont encore un comportement ductile alors que les gabbros ferro-titanés ont déjà un comportement fragile.

Les relations entre lentilles et matrice sont le résultat de cette histoire :

. Les éclogites constituent des lentilles ellipsoïdales dans les prasinites : lorsque le grand axe des ellipsoïdes peut être estimé, il est proche de la direction de la linéation L2 (E-W).

Dans certains cas, les éclogites sont boudinées, le grand axe des boudins étant perpendiculaire à la linéation L2. Dans d'autres cas, des lentilles de petite taille, en grande partie amphibolitisées, sont séparées par des bandes de cisaillement dont la géométrie est compatible avec un allongement selon une direction E-W.

. Lorsque le développement des bordures est réduit, il est possible d'observer clairement la "discordance" entre les foliations et les linéations d'étirement dans les lentilles et la matrice.

Dans cette dernière, foliation et linéation sont perturbées par l'objet rigide que constitue le boudin éclogitique, car il est nécessaire d'accommoder la différence de comportement entre les deux lithologies durant la déformation D2.

En conclusion, les lentilles éclogitiques sont boudinées et réorientées durant la déformation D2.

	Fe-Ti gabbros	Mg gabbros
épisode éclogitique	comportement ductile	
histoire rétro-morphique	comportement fragile	comportement ductile

Fig.1-38 - Comportement mécanique des lentilles éclogitiques et de la matrice prasinitique dans les unités océaniques durant l'histoire métamorphique alpine.

d. Discussion

Les observations précédentes permettent-elles de caractériser la déformation synéclogitique ?

Il est certes possible de définir les axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie lors de la déformation synéclogitique, au moins localement, en particulier au cœur des boudins éclogitiques. Sachant que ceux-ci ont été déformés (les linéations ont été réorientées), est-il possible de restituer la direction initiale des linéations éclogitiques ?

Le seul modèle simple est un modèle de rotation passive des boudins rigides dans une matrice ductile (Ballèvre 1984; Choukroune et al. 1986). En conditions éclogitiques, la direction d'étirement est environ N 150. Lors de la rétro-morphose (déformation D2), la direction d'étirement N 90 est associée à un boudinage des éclogites, le grand axe des boudins étant perpendiculaire à la direction d'étirement. Au cours de la déformation D2, il y a rotation passive des boudins dont le grand axe tend à devenir parallèle à la direction d'étirement N 90 : une rotation de 90° des boudins entraîne une réorientation des linéations éclogitiques selon une direction N 60 (fig. 1-39).

Tel est le principe de cette méthode. Il est bien sûr difficile de tester rigoureusement ce modèle, étant donné les restrictions imposées :

- absence de boudinage anté D2,
- boudinage selon une direction perpendiculaire à L2,
- réorientation totale des boudins éclogitiques.

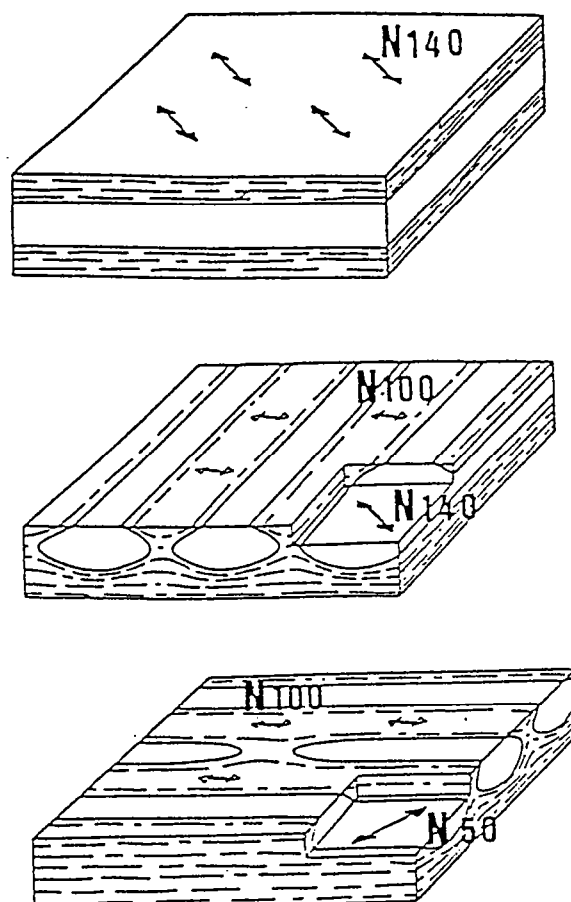


Fig.1-39 - Modèle de réorientation des linéations éclogitiques par rotation rigide des boudins éclogitiques (d'après Choukroune et al, 1986).

Si ces conditions étaient remplies, alors toutes les linéations L1 devraient avoir une orientation identique (par exemple N 60 si les directions initiales de L1 étaient N 150). Cela n'est bien sûr pas le cas.

Il ne faut pas pour cela rejeter le modèle mais prendre quelques précautions : en clair, cela signifie qu'il faut rechercher la direction des linéations éclogitiques dans des domaines où leur préservation est parfaite sur de vastes surfaces. Si les directions restituées par la méthode proposée sont compatibles avec les directions observées dans des régions non perturbées, alors elles sont fiables.

A ce sujet, on remarquera que les seules linéations éclogitiques dont nous connaissons avec certitude les directions initiales proviennent de trois régions distinctes :

- L'unité des micaschistes éclogitiques en zone Sesia-Lanzo, où les linéations L1 ont une direction N-S (Hy, 1984; Vuichard, 1986).
- la région de Valtournanche dans les unités océaniques de la zone de Zermatt (Le Goff et al., 1986), où leur direction est E-W.
- le Viso dans la même nappe (Philippot et Caby, 1986; com. orale), où leur direction est N-S.

4 - CONCLUSION

La détermination des directions principales de la déformation synéclogitique n'est pas directement possible dans les unités penniques de la région de Cogne.

La déformation D1 n'y est observable qu'au coeur des lentilles éclogitiques, dont le comportement rigide lors de la déformation D2 permet de supposer une réorientation des linéations L1 par rotation passive dans une matrice ductile.

Ceci étant, il est possible de proposer une direction d'étirement durant l'épisode éclogitique aux environs de N 150, en particulier dans les unités océaniques. Dans l'unité du Grand Paradis où une seule mesure est disponible, la prudence impose la recherche d'autres données de terrain.

A l'échelle des Alpes occidentales, ces directions précoces (environ N-S) sont effectivement observées dans certaines régions non perturbées, en particulier les micaschistes éclogitiques en zone Sesia-Lanzo.

III.5 - CONCLUSION : DEFORMATION ET DEPLACEMENT

Pour tenter de reconstituer le sens de déplacement d'une nappe, le géologue utilise trois approches :

- . Les méthodes paléomagnétiques apportent des contraintes sur le déplacement relatif des plaques lithosphériques.

A petite échelle, dans une zone de collision par exemple, l'utilisation de ces méthodes est restreinte par la déformation des deux croûtes en collision, qui entraîne la disparition ou la modification des marqueurs paléomagnétiques antétectoniques.

- . La géométrie des systèmes de chevauchement ("thrust systems") (Boyer et Elliott, 1982) contraint le déplacement des unités.

- . Dans les domaines où la déformation interne des nappes est intense, en particulier dans les zones d'échelle crustale, il est possible d'utiliser les caractères de la déformation pour déterminer le sens de déplacement (Mattaue, 1975; Mattaue et al., 1977; Mattaue et Mercier, 1980; Malavielle et al., 1984; Shackelton et Ries, 1984; Choukroune et al., 1986).

Les zones de collision sont en effet des zones de cisaillement, d'échelle crustale : lorsque la déformation est intense, la direction de déplacement y est proche de la direction d'allongement (Ramsay et Graham, 1970; Ramsay, 1980).

De ces trois méthodes, il est clair que seules les deux dernières, malgré leurs limites, sont utilisables dans ce travail.

a. Géométrie des systèmes de chevauchement

La direction de déplacement des unités durant la déformation D3 ("rétrocharriages") peut être déterminée grâce à la géométrie des rétrocharriages eux-mêmes.

Une reconstitution tridimensionnelle en a été proposée dans le chapitre 1 (Ballèvre et al., 1986) : la géométrie des rétrocharriages indique un déplacement des unités supérieures d'W en E, qui est compatible avec la déformation ductile associée (cf. chap. 1) (fig. 1-40).

La déformation D2 est caractérisée dans la partie N du massif du Grand Paradis par l'existence d'une rampe latérale ductile, à jeu décrochant senestre. Si la déformation dans cette zone a lieu au même moment que celle dans les zones à foliation subhorizontale - les paragenèses métamorphiques sont identiques - alors la déformation D2 est associée à un déplacement de l'E vers l'W des unités penniques.

b. Déformation interne des nappes penniques

Etant donné que la déformation D2 est intense et non-coaxiale, le sens de cisaillement étant d'E en W, la direction de déplacement est probablement parallèle à la direction de la linéation d'étirement : la déformation D2 correspond à un déplacement des unités penniques d'E en W.

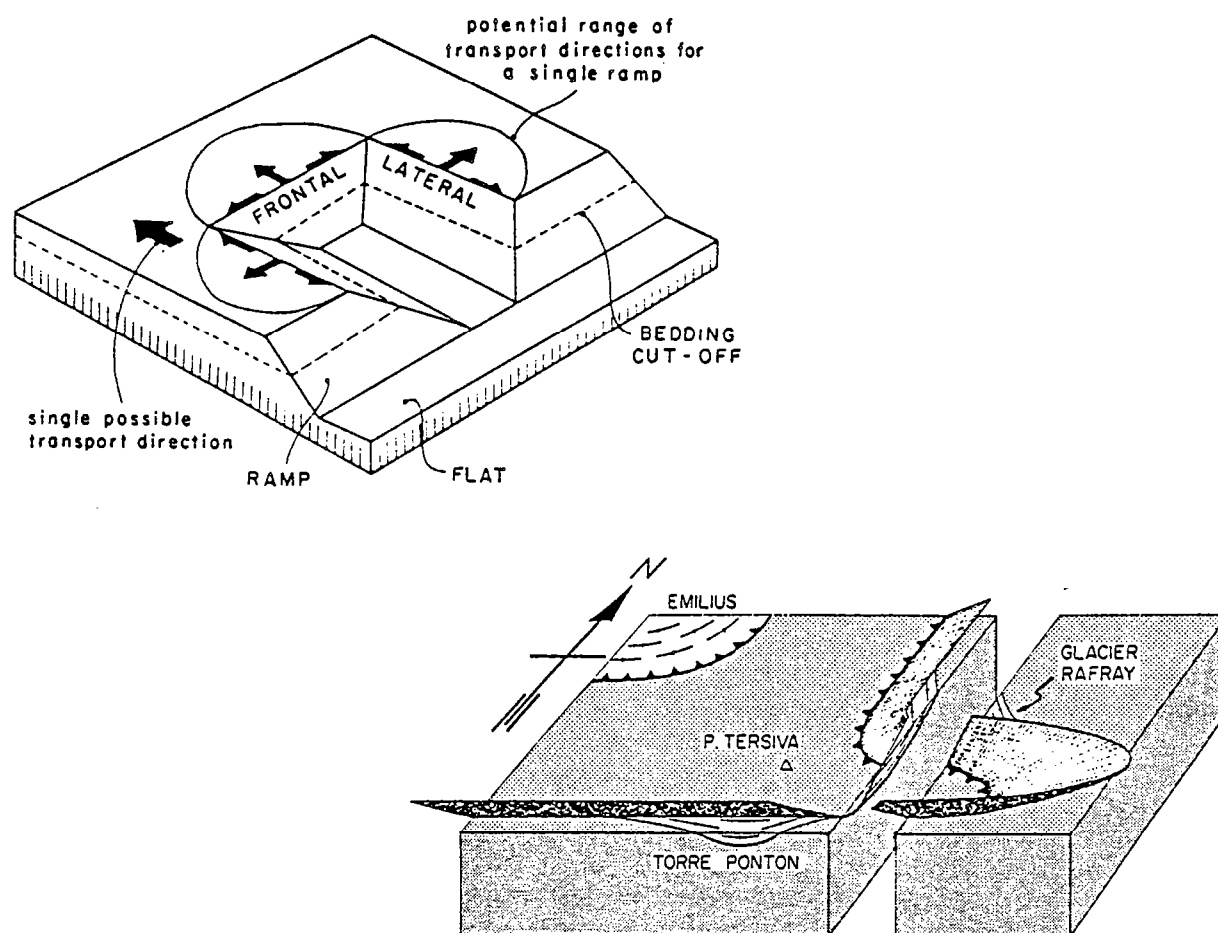


Fig.1-40 - Géométrie des systèmes de chevauchement et direction de déplacement. A : modèle théorique (d'après Butler, 1986). B : le cas des rétrocharriages dans la région de Cogne (d'après Ballèvre et al, 1986).

La reconstitution de la direction de déplacement durant la déformation D1 est plus délicate, les linéations d'étirement L1 étant réorientées passivement au cours de la déformation D2. En admettant qu'elles avaient une direction initiale de l'ordre de N 150, un déplacement du S vers le N peut être proposé. Celui-ci est compatible avec les observations en zone Sesia-Lanzo (Vuichard, 1986).

Au cours de l'histoire métamorphique a donc lieu un changement majeur de la cinématique de la collision (Choukroune et al., 1986, dont la signification sera envisagée en conclusion (3 me partie).

2ème PARTIE

LES ÉCLOGITES DU MASSIF DU
GRAND PARADIS : HISTOIRE P-T

CHAPITRE 1

introduction

- I -

INTRODUCTION

L'existence d'éclogites dans le massif du Grand Paradis est une découverte récente des géologues italiens, qui en établirent l'âge éoalpin (Prato, 1971; Compagnoni et Lombardo, 1974). Jusqu'à présent, les auteurs se sont limités à mentionner ou décrire ces éclogites: à l'exception des travaux italiens en cours (Dal Piaz et Lombardo, 1982; Benciolini et al., 1984) dont l'objet principal est la signification des estimations géothermométriques dans les éclogites, aucune étude pétrologique n'en a été faite.

L'étude structurale de la partie Nord du massif du Grand Paradis m'a permis d'en découvrir de nombreux exemples, où j'ai distingué 3 types :

. Le premier type d'éclogites (Grand Paradis I ou GPI) est constitué de boudins métriques au sein d'orthogneiss leucocrates qui s'observent en grand nombre dans l'une des zones de cisaillement à la bordure Nord du massif du Grand Paradis, en rive gauche du vallon de Bardoney. Les éclogites GPI sont (i) des roches massives, à grain moyen, non foliées, que caractérisent des veinules plissées à grenat et l'importante extension de la rétro-morphose (éch. BAR'17) et (ii) des roches foliées, à grain fin (éch. BAR'14 à 16).

. Le deuxième type d'éclogites (Grand Paradis II ou GPII) est constitué de boudins dans les paragneiss de la face Sud-Est de la Punta Isesère, en rive gauche du vallon de Bardoney : comme ils n'ont pu être échantillonnés dans la face, des blocs ont été prélevés dans l'éboulis au pied de la face. Les éclogites GPII (éch. BAR'11 et 12) sont des roches litées (alternances de niveaux clairs et sombres d'épaisseur centimétrique) à grain fin.

. Le troisième type d'éclogites (Grand Paradis III ou GPIII) provient de la rive droite du vallon de Valeille, à proximité du point 2.336 : les metabasites forment des boudins métriques à décimétriques au sein de gneiss albitiques. Lorsque les paragenèses éclogitiques sont préservées, il s'agit d'éclogites litées (éch. ARO 2 et 3); dans le cas contraire, d'amphibolites/prasinites foliées (éch. ARO 4).

Ces 3 types de roches diffèrent par leur composition chimique, avec toutes les conséquences imaginables: paragenèses présentes, histoires réactionnelles,... Chacun des 3 types est représenté par des échantillons où la préservation des paragenèses éclogitiques est parfaite ou bonne.

A en juger par la littérature disponible, seules les éclogites GPI étaient jusqu'à présent connues, dans des échantillons où la rétro-morphose est en général avancée.

L'étude des éclogites a été entreprise à deux fins :

. reconstituer l'histoire P-T du massif du Grand Paradis (chapitre III),
 . comprendre pourquoi et comment certaines metabasites préservent l'histoire éclogitique alors qu'une perte d'information caractérise les métapélites de l'encaissant (chapitre IV).

Il est nécessaire auparavant de fournir les données texturales et minéralogiques sur lesquelles est fondé ce travail (chapitre II).

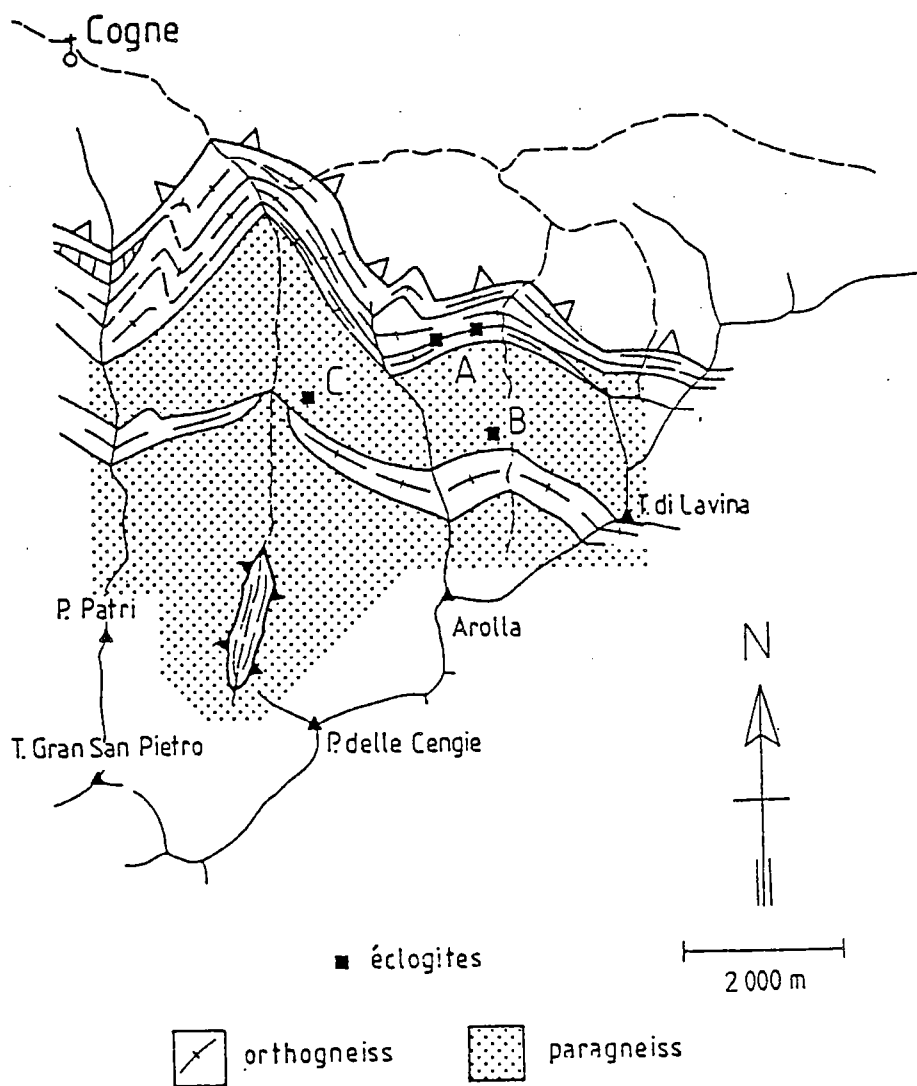


Fig.2-1 - Localisation des échantillons étudiés. A : éclogites GP I. B : éclogites GP II. C : éclogites GP III.

CHAPITRE 2

analyse texturale et minéralogique
des 3 types d'éclogites

- II -

ANALYSE TEXTURALE ET MINERALOGIQUE DES TROIS TYPES D'ECLOGITES

II.1 - ANALYSE TEXTURALE ET MINERALOGIQUE DES ECLOGITES GPI

Les éclogites GPI sont représentées par deux types d'échantillons:

- . le premier type comprend des roches foliées, à grain fin à moyen, où la préservation des paragenèses éclogitiques est en général bonne (sauf éch. BAR'15) (éch. BAR'14 à 16).
 - . le deuxième type est constitué de roches non foliées, à veinules plissées à grenat, où la rétro-morphose a détruit la majeure partie de l'assemblage éclogitique (éch. BAR'17).
- Seul le premier type sera décrit ici : le deuxième le sera lors de l'analyse de la rétro-morphose.

1 - ANALYSE TEXTURALE

a. Les échantillons BAR'14 et BAR'16 présentent des caractéristiques communes (Fig. 2-2A): ce sont des éclogites à grain fin (de 100 à 200µm), où la foliation est définie par la fabrique de forme de l'omphacite, de la glaucophane, du mica blanc et du quartz. La foliation est de plus soulignée par la forme allongée et l'alignement régulier des grains de rutile.

Le grenat, automorphe, abondant, présente un coeur à nombreuses microinclusions, la plupart non identifiables, certaines vertes sombres (amphiboles précoces), et une bordure limpide. Le grenat est de couleur rosée, celle-ci étant plus soutenue au coeur qu'à la bordure des grains.

L'omphacite et la glaucophane forment des baguettes allongées (de 1 à 3 à 1 à 5 en moyenne), vertes pâles pour le pyroxène et bleues pâles pour l'amphibole, homogènes. Le mica blanc apparaît sous forme de tablettes subautomorphes allongées.

Le quartz, dispersé, en grains isolés ou en rubans polycristallins de faibles dimensions (jusqu'à 10 grains), présente des extinctions onduleuses. Les limites de grains sont rectilignes ou faiblement incurvées, non suturées.

Les grains de rutile constituent des rubans, qui sont généralement entourés d'une étroite couronne de sphène. Une phase opaque (sulfure ?), en position "interstitielle" (xénomorphe) ou en grains rectangulaires (subauto à automorphes) est présente.

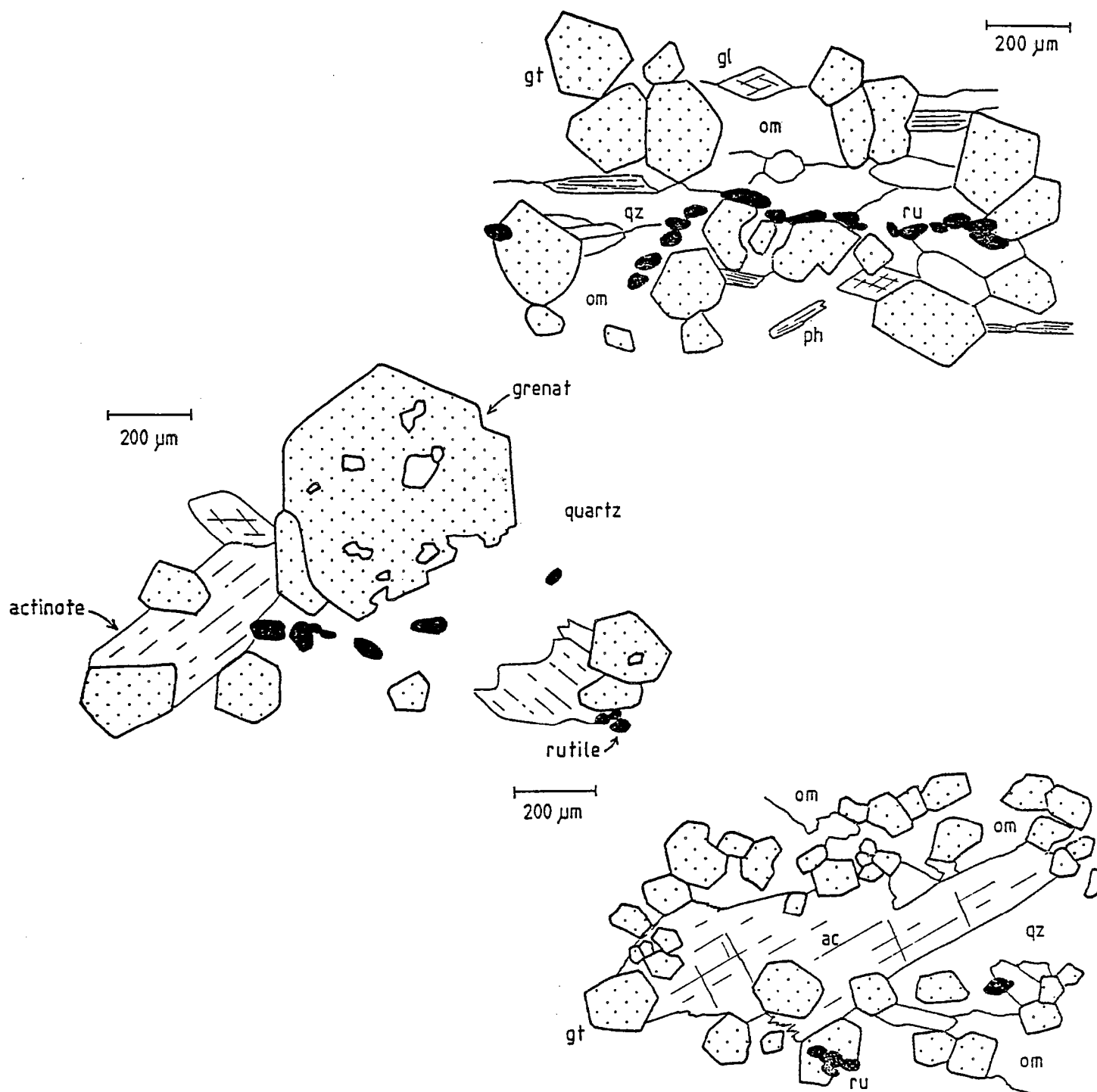


Fig.2-2 - Texture des éclogites GP I. A : niveaux à grenat - omphacite - glaucophane - phengite - quartz - rutile (échantillon BAR ' 14). B : niveau à grenat - actinolite - quartz - rutile (échantillon BAR ' 15). C : : plage à actinolite au sein du domaine à omphacite (échantillon BAR ' 15).

A l'exception du quartz, aucun minéral ne présente d'évidences optiques de déformations intracristallines.

b. L'échantillon BAR'15 présente deux parties, l'une à grain fin (100-200µm) et rétro-morphose faible, l'autre à grain moyen (environ 500µm) et rétro-morphose importante, que sépare un fin niveau à grain millimétrique à quartz + grenat + amphibole verte. La foliation, que définit la fabrique de forme de l'omphacite et de la glaucophane, est parallèle au litage.

Les caractéristiques texturales de l'échantillon BAR'15 ne diffèrent pas sensiblement de celles des échantillons BAR'14 et 16 à trois "détails" près : l'absence de couronne de sphène autour du rutile, la rareté (sinon l'absence) de micas blancs et la présence d'amphiboles vertes. Ce dernier point requiert une description détaillée.

Des amphiboles vertes de grande taille (environ 1mm) à fort pléochroïsme sont observables (i) en abondance dans un niveau à quartz et grenat (Fig. 2-2B) et (ii) dans une plage de faible dimension au sein du domaine à grain fin et qui n'en paraît a priori distinguable que par les proportions modales élevées de quartz et faibles d'omphacite (Fig. 2-2C).

Dans les deux cas, l'amphibole verte est une phase primaire, à inclusions de rutile. Lorsqu'elle est en contact avec l'omphacite (en bordure du niveau à quartz + grenat + amphibole par exemple), aucune texture réactionnelle n'est observée. Au contact du grenat se développe parfois une étroite bordure de couleur verte sombre (amphibole secondaire réactionnelle), du même type que celles observées au contact glaucophane-grenat durant les premiers stades de la rétro-morphose.

L'amphibole verte fait donc partie d'une association à quartz, grenat et rutile dont l'omphacite pourrait être exclue, même si ces deux phases sont costables dans des domaines voisins de composition différente.

c. Les associations suivantes sont donc observables dans les éclogites GPI:

- . grenat + omphacite + glaucophane + mica blanc + quartz + rutile/sphène + sulfure (BAR'14 et 16): le sphène succède au rutile durant l'épisode éclogitique.
- . grenat + omphacite + glaucophane + quartz + rutile + sulfure (BAR'15)
- . grenat (+ omphacite) + glaucophane + rutile (BAR'17)
- . grenat + amphibole verte + quartz + rutile (BAR'15): l'omphacite, bien que localement présente au contact de l'amphibole verte, ne fait probablement pas partie de cette association.

2 - ANALYSE MINÉRALOGIQUE

a. Grenat (Fig. 2-3)

Toutes les analyses montrent que le grenat est une solution des 3 pôles almandin, pyrope et grossulaire : les teneurs en spessartite ne sont importantes qu'au cœur des grains (jusqu'à 5%), les teneurs en andradite + ouvarovite négligeables. Tous les grains analysés présentent une zonation "normale" (du cœur vers la bordure : diminution du Mn et du Ca, augmentation du Fe et du Mg, augmentation de X_{Mg}), qui est classiquement interprétée comme une zonation de croissance (Tracy, 1982).

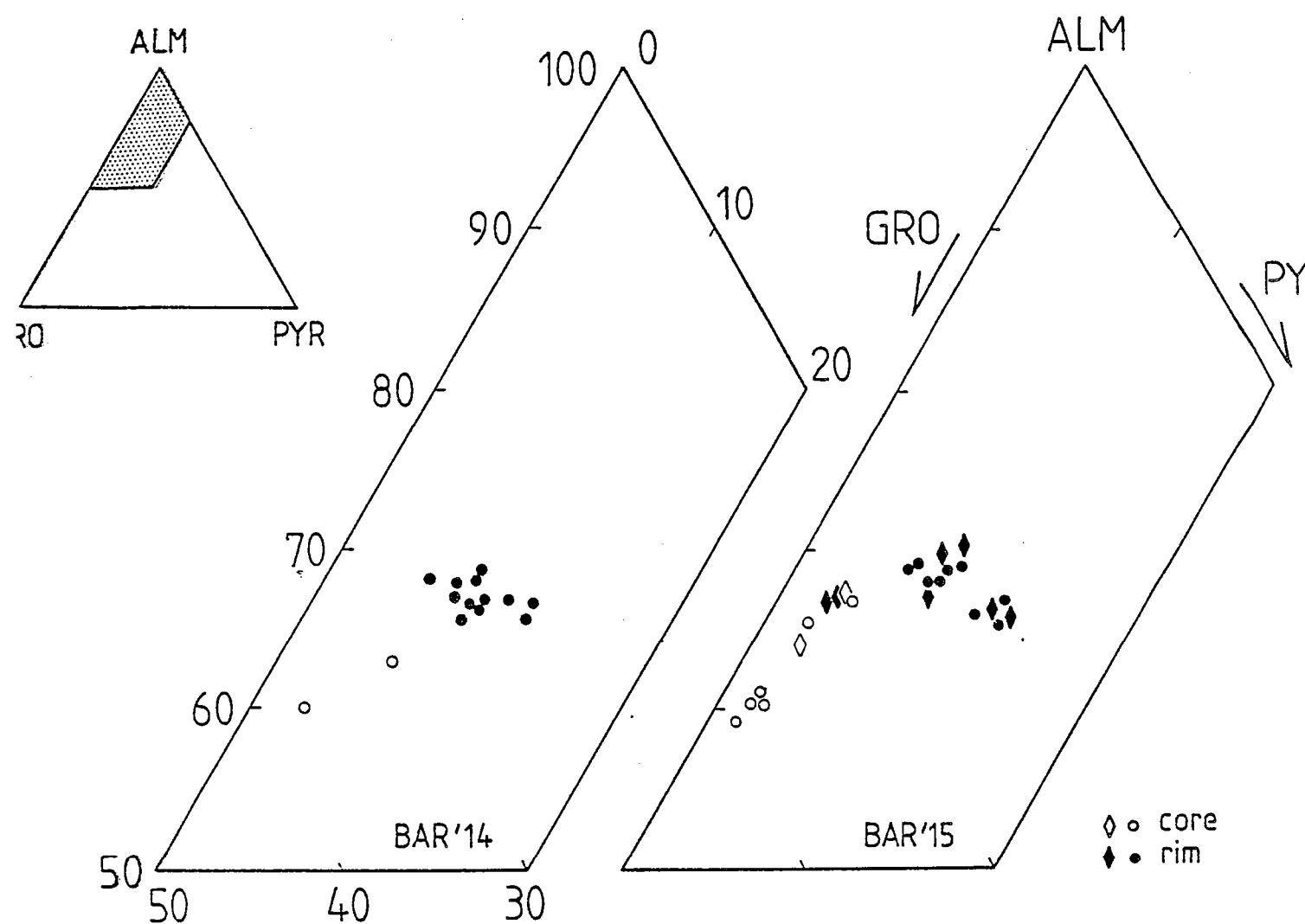


Fig.2-3 - Composition du grenat des éclogites GP I dans le triangle almandin (ALM) - pyrope (PYR) - grossulaire (GRO). Cercles : associations à grenat-omphacite. Losanges : associations à grenat-actinote.

Aucune différence significative de composition n'a pu être notée en fonction de la paragenèse présente. Seules deux bordures de grains (au contact d'actinote ou d'une bordure réactionnelle entre actinote et grenat) se distinguent par leur pauvreté en Mg. Ceci ne peut cependant être étendu à tous les grains en contact avec l'actinote, ainsi que le démontrent les autres analyses.

b. Omphacite (Fig. 2-4)

Les pyroxènes sont, dans la classification de Essene et Fyfe (1967), des omphacites dont la teneur en jadéite voisine 40-45%.

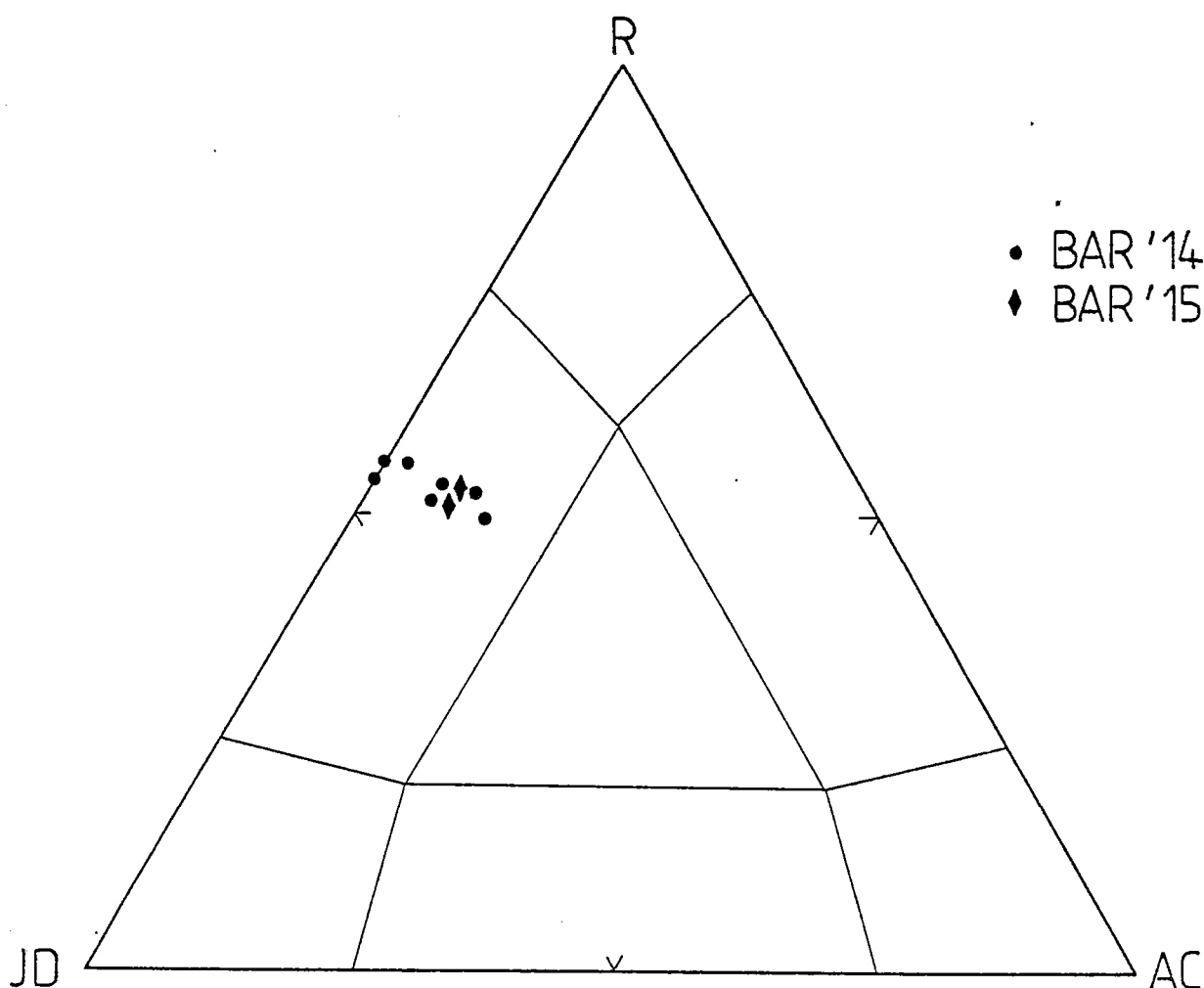


Fig.2-4 - Composition du pyroxène des éclogites GP I dans le triangle jadéite + ureyite (JD) - acmite (AC) - reste (R).

c. Amphiboles

Toute analyse de la composition des amphiboles nécessite au préalable une estimation du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. Sauf mention contraire, j'ai utilisé la normalisation pour laquelle la quantité de Fe^{3+} est maximale.

Trois types d'amphiboles sont présentes dans les éclogites GPI :

1) les amphiboles bleues sont, dans la classification de Leake (1978), des glaucophanes. Celles-ci sont proches du pôle pur $\text{Na}_2 \text{Mg}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$, en particulier grâce aux faibles valeurs de la substitution FeAl_{-1} (Fig. 2-5). Les grains sont homogènes, non zonés.

2) les amphiboles vertes pâles sont, dans la même classification, des actinotes (Fig. 2-5) que caractérisent de fortes teneurs en Al et Na (actinotes alumineuses et sodiques).

Aucune différence significative de composition entre actinotes du niveau à quartz + grenat + amphibole verte et de la plage à quartz + grenat + amphibole verte (au sein du domaine à grenat + omphacite + glaucophane + quartz) n'a pu être mise en évidence.

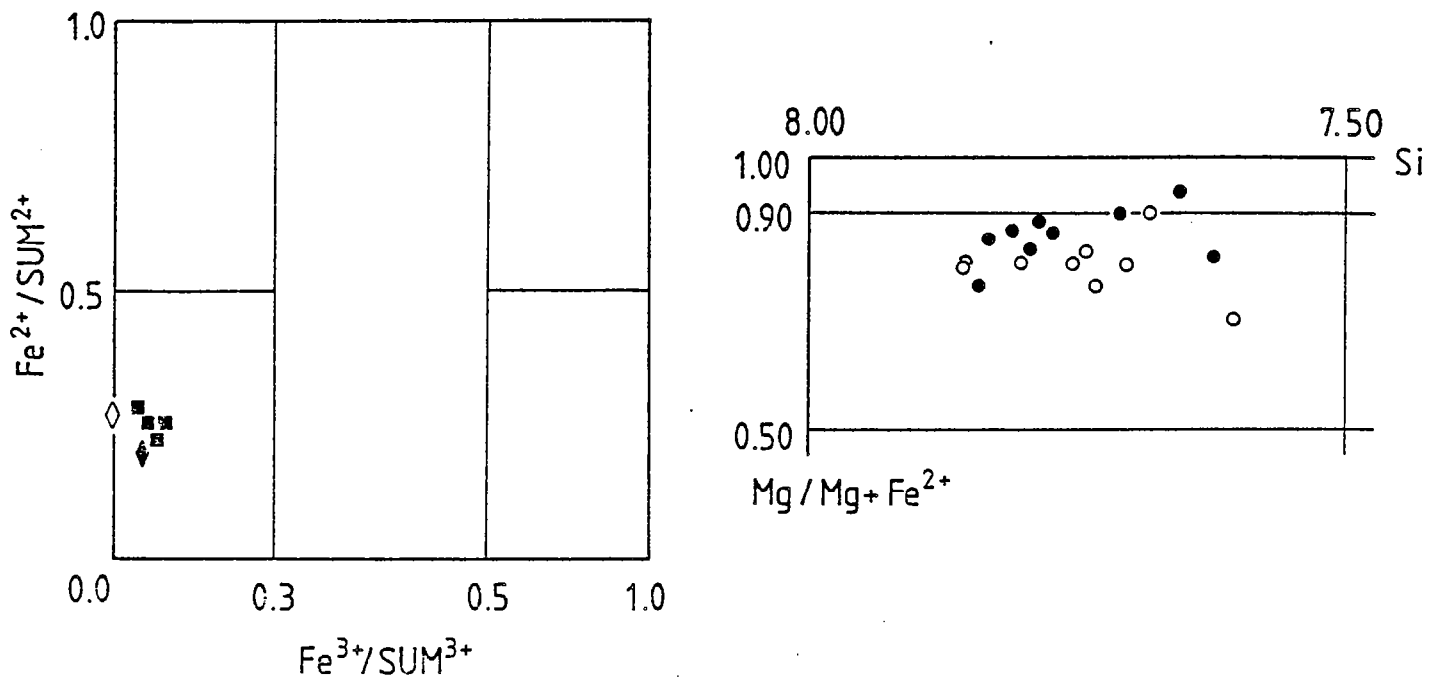


Fig.2-5 - Composition des amphiboles des éclogites GP I dans la classification de Leake (1978). Echantillon BAR ' 14: cercles pleins. Echantillon BAR ' 15: niveau à quartz + grenat + actinote (cercles pleins); niveaux à grenat + omphacite + glaucophane (losange plein) ou à grenat + omphacite + actinote (cercles et losange vides).

Dans le niveau à amphibole verte, une faible différence de composition existe entre coeur et bordure des grains : faible augmentation en Al^{total} (de 0.48 pfu au coeur à 0.64 pfu en bordure) et en Na^{total} (de 0.39 à 0.40 pfu du coeur vers la bordure).

Dans la plage à amphibole verte, le coeur de l'amphibole analysée est de la glaucophane, dont l'analyse n'est malheureusement pas satisfaisante.

Par rapport au constituant additif trémolite $Ca_2 Mg_5 Si_8 O_{22} (OH)_2$, les actinotes observées sont déplacées suivant les vecteurs d'échange édenite ($NaAlSi_1$), tschermakite ($AlAlMg_1Si_1$) et glaucophane ($NaAlCa_1Mg_1$). La valeur exacte de l'extension des substitutions suivant ces 3 vecteurs d'échange varie en fonction de la normalisation adoptée (ce phénomène est discuté en annexe): la substitution glaucophanitique est, dans tous les cas, la substitution dominante. Les variations de composition du coeur vers la bordure reflètent une augmentation des substitutions tschermakitique et glaucophanitique.

3) les amphiboles vertes sombres, réactionnelles, sont, dans la classification de Leake (1978), des ferroanpargasites au contact glaucophane/grenat et des ferropargasites au contact actinote/grenat.

Les analyses précédentes montrent la coexistence durant l'histoire éclogitique de deux amphiboles : la glaucophane et l'actinote (les amphiboles pargasitiques, dont le caractère réactionnel ne fait aucun doute, ne peuvent être prises en compte).

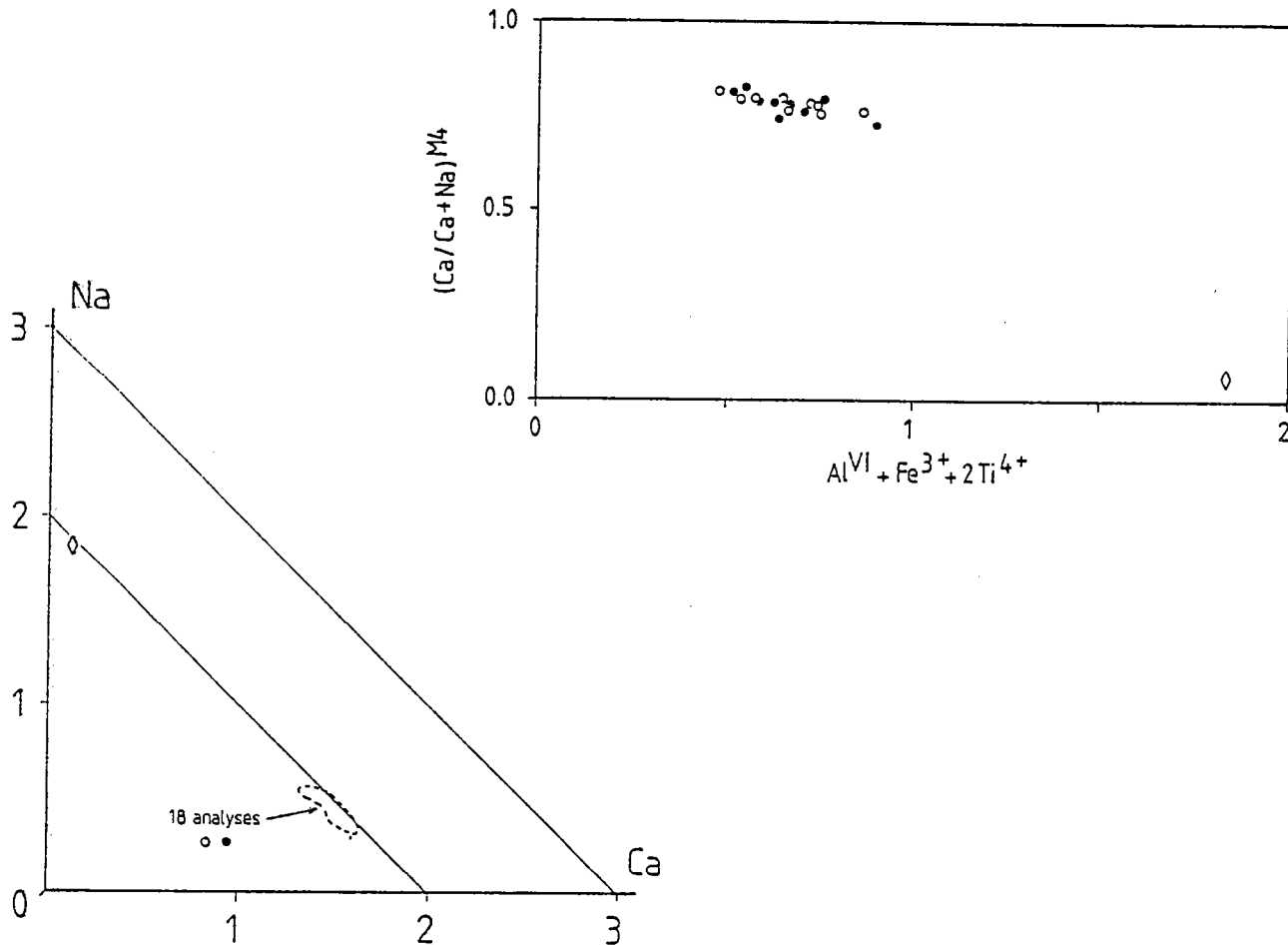


Fig.2-6 - La lacune de miscibilité entre amphiboles sodiques et calciques dans les éclogites GP I. Memes symboles que pour la figure 2-5.

L'existence d'une lacune de miscibilité entre amphiboles sodiques et amphiboles calciques explique cette observation : l'étendue de la lacune ne peut qu'être estimée (Fig. 2-6), en l'absence d'observations du joint glaucophane-actinote. Les deux amphiboles appartiennent à des paragenèses différentes dans des domaines voisins de composition différente.

d. Micas

Toutes les analyses de micas sont celles de phengites : la substitution MgSiAl_2 (phengitique = celadonitique) est élevée (de 7.0 à 7.2 Si pfu sur la base de 22 oxygènes), les autres substitutions, en particulier FeAl_1 , étant négligeables (Fig. 2-7). Aucune variation systématique de composition entre le cœur et la bordure des grains n'a pu être mise en évidence.

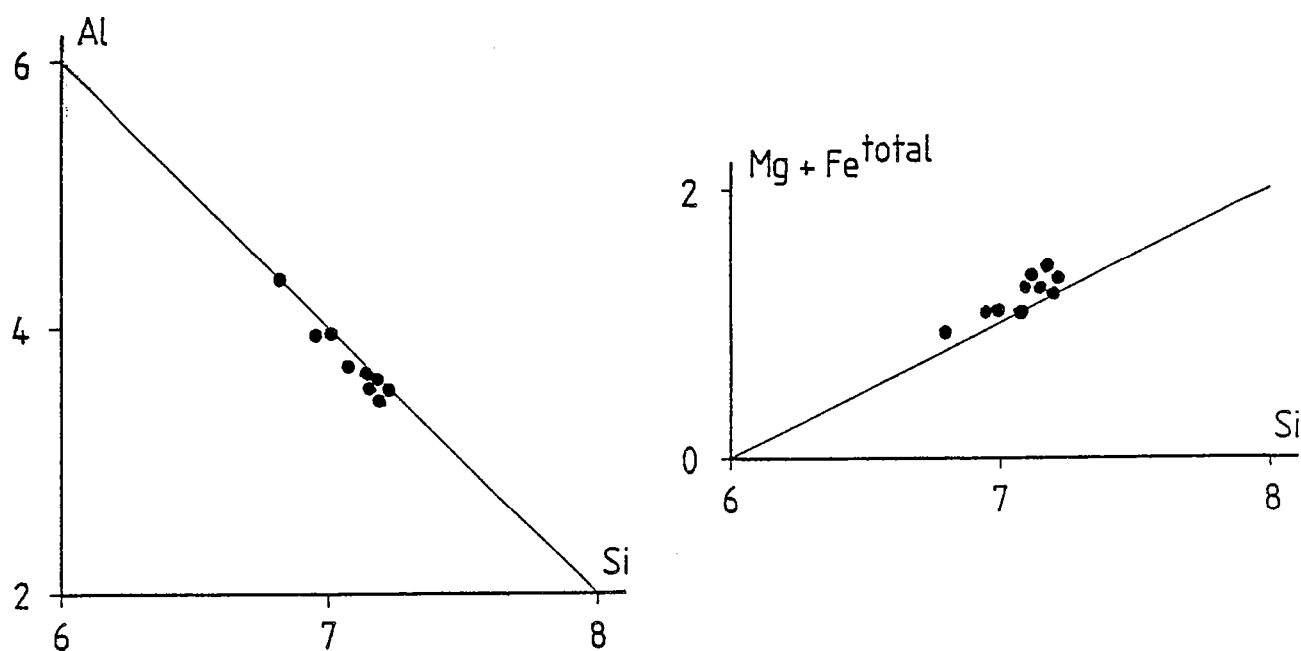


Fig.2-7 .- Composition des phengites des éclogites GP I (échantillon BAR'14).

3 - CONCLUSION

Les paragenèses des éclogites GPI peuvent être séparées en deux groupes majeurs.

Le premier groupe comprend les 3 paragenèses suivantes :

- grenat + omphacite + glaucophane + rutil
- grenat + omphacite + glaucophane + quartz + rutil + sulfure
- grenat + omphacite + glaucophane + phengite + quartz + rutil/sphène + sulfure

Le deuxième groupe ne comprend qu'une seule association :

- grenat + actinote + quartz + rutil.

Les différences observées résultent de faibles variations de la composition chimique des roches étudiées.

II.2 - ANALYSE TEXTURALE ET MINÉRALOGIQUE DES ÉCLOGITES GPII

Les éclogites GPII (éch. BAR'11 et BAR'12) sont des roches litées : y alternent des niveaux d'épaisseur millimétrique à centimétrique, les uns vert sombre où dominant grenat et amphibole, les autres vert pâle où dominant grenat, omphacite et zoïsite (Fig. 2-8). Ces derniers niveaux présentent eux-mêmes d'importantes variations des proportions modales des 3 phases grenat, omphacite et zoïsite. De rares niveaux discontinus à micas sont identifiables.

Deux types de fractures sont observables macroscopiquement :

- . les premières, qui contiennent en abondance grenat et amphibole, apparaissent vert sombre : elles forment, sur certains échantillons (BAR'12), un réseau dense de fentes conjuguées;
- . les deuxièmes sont difficiles à distinguer macroscopiquement : elles apparaissent microscopiquement nombreuses, étroites, subperpendiculaires ou obliques au litage.

	STADE A	STADE B
NIVEAUX CLAIRS	<u>grenat</u> + <u>omphacite</u> + <u>zoïsite</u> + sphène	amphibole 3 + albite 1 + symplectites à diopside - albite
NIVEAUX SOMBRES	<u>grenat</u> (+ omphacite + quartz) + sphène	<u>amphibole 3</u> + albite 1 + calcite

Fig.2-8 - Texture des éclogites GP II : la distinction niveaux clairs - niveaux sombres.

1 - ANALYSE TEXTURALE

L'étude texturale permet de distinguer 3 étapes majeures dans l'histoire métamorphique de ces éclogites : ces 3 étapes seront successivement décrites dans les niveaux clairs, les niveaux sombres et les niveaux micacés.

a. Niveaux clairs

Stade A

Au stade A est attribuée la paragenèse éclogitique grenat + omphacite + zoïsite + sphène.

Le grenat se présente sous forme de nombreux grains subauto à automorphes, de petite taille (100-200µm en moyenne), dispersés ou aggrégés, de couleur homogène rose pale.

Par sa forme, il ne peut contribuer à définir la foliation mais les inclusions qu'il préserve n'ont pas une géométrie quelconque. Les plus nombreuses sont le sphène, l'omphacite et la zoïsite, les plus rares des amphiboles (amphibole 1) qui sont absentes de la matrice. Les amphiboles 1 sont:

- . soit vertes sombres à fort pléochroïsme
- . soit incolores à vertes pales à faible pléochroïsme
- . soit composites : la partie sombre, de taille variable, est toujours située en bordure de l'inclusion, au contact du grenat.

. Les inclusions, par leur fabrique de forme, définissent une "schistosité interne Si", qu'il est possible de comparer avec la foliation de la matrice à omphacite - grenat - sphène ("schistosité externe Se") (Zwart, 1960). Si l'omphacite n'est souvent que partiellement incluse et de forme quelconque (d'où son apparence de golfes au sein du grenat), le sphène, la zoïsite et l'amphibole 1 présentent une forte fabrique de forme : Si et Se sont continues et rectilignes, sans différence d'orientation (Fig. 2-9).

L'omphacite forme en LN de grandes plages de couleur homogène vert pale qui se résolvent en LP en un grand nombre de grains de taille variable :

- . les uns de petite taille (100-200µm x 50µm), allongés (1 à 3 à 1 à 5), présentent une forte fabrique de forme,
- . les autres, de grande taille (environ 1mm), présentent de nombreuses évidences de déformation intracristalline : extinctions onduleuses, bandes de déformation.

Toutes les transitions sont observables entre ces 2 catégories. Dans certains cas, les grains présentent un coeur à nombreuses microinclusions isoorientées et allongées (1 x 50µm) et une bordure limpide (Fig. 2-15).

La zoïsite, incolore, est parfois difficile à distinguer en LN de l'omphacite. Comme celle-ci, elle se présente soit sous forme de nombreux grains allongés (1 à 2 à 1 à 3), de petite taille (100-200µm) qui de ce fait possèdent une forte fabrique de forme, soit sous forme de grandes plages (environ 0,5-1mm) à extinction onduleuse.

Les teintes de polarisation sont toujours anormales (gris-bleu) sauf au coeur de certains grains, où elles atteignent le jaune orangé du deuxième ordre. Ce coeur, à nombreuses inclusions ovoïdes de petites dimensions (2-3µm), présente une limite optique nette avec la bordure limpide (Fig. 2-21A).

Le sphène, seule phase titanée (le rutile n'a jamais été observé), abondant, se présente sous forme de grains de petite taille (de 20 à 100µm) xénomorphes à automorphes (avec de rares macles) qui contribuent par leur forme allongée (de 1 à 3 à 1 à 5) et leur alignement régulier à définir la foliation.

L'apatite et la pyrite constituent les seules phases accessoires : ils sont irrégulièrement dispersés dans la roche.

Cette description permet deux conclusions :

1. dans les niveaux clairs, le stade A est caractérisé par l'association grenat + omphacite + zoïsité + sphène (+ apatite + pyrite). La préservation des amphiboles 1 au coeur du grenat est un témoin des équilibres précoces.
2. l'association grenat + omphacite + zoïsité + sphène est syncinématique : une intense déformation ductile affecte les metabasites durant les épisodes éclogitiques.

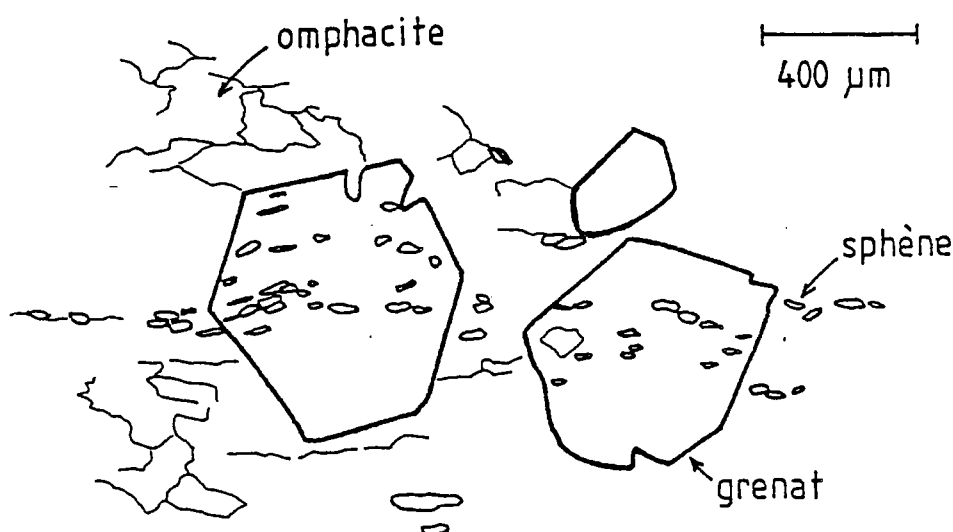


Fig.2-9 - Texture des éclogites GP II : relation Si /Se dans les niveaux clairs (échantillon BAR ' II).

Stade B

J'ai attribué au stade B deux types de transformations qui ont pour caractéristique commune d'être antérieure à l'ouverture des fentes tardives mais dont la chronologie relative est difficile à établir sûrement.

Le premier type est caractérisé par des transformations locales, qui s'observent le long des limites intergranulaires entre phases éclogitiques, sur des épaisseurs faibles (20μm au maximum).

Au contact du grenat et de l'omphacite se développe un liseré d'amphiboles vertes sombres à fort pléochroïsme (amphiboles 2). Au contact du grenat et de la zoïsité, les teintes de polarisation de la zoïsité passent de façon continue et rapide du bleu anormal au rouge du deuxième ordre : elles mettent en évidence une augmentation de la teneur en fer de la zoïsité, par diffusion intracristalline à partir du grenat.

Le deuxième type est caractérisé par la croissance d'amphiboles vertes de grandes dimensions (0,5 à 1,5mm), subautomorphes à automorphes (amphiboles 3a). Les modalités de croissance des amphiboles méritent une description détaillée (Fig. 2-10).

La croissance des amphiboles 3a est statique, ainsi que le démontrent la persistance de la fabrique de forme et de l'alignement des grains de sphène en inclusions dans ces amphiboles (Fig. 2-10A). Les amphiboles ne sont par ailleurs jamais déformées.

La croissance des amphiboles 3a s'effectue essentiellement aux dépens de l'omphacite, qui ne s'observe en inclusion dans les amphiboles 3a que sous forme de grains xénomorphes de petite taille (5µm environ), rares et dispersés. La zoïsite et le grenat sont totalement ou partiellement inclus dans les amphiboles 3a (Fig. 2-10B).

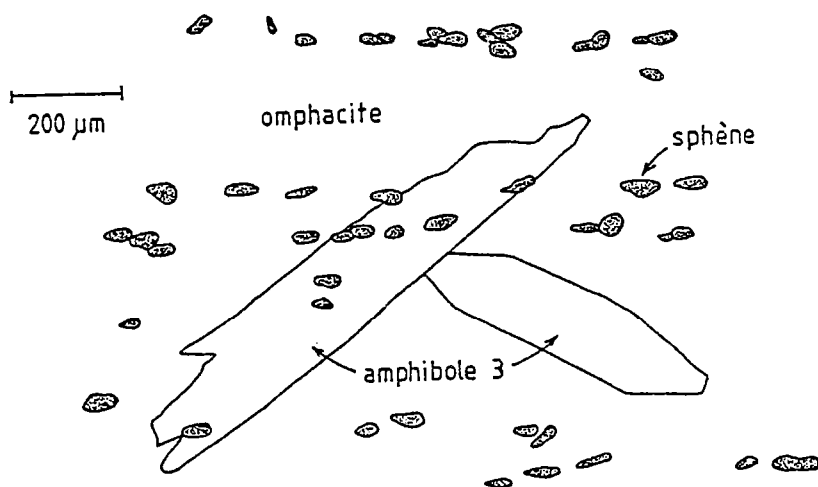
Le cas du grenat est significatif à plusieurs titres :

- . lorsqu'il est totalement inclus, ses contours deviennent arrondis ou lobés,
- . lorsqu'il est partiellement inclus, la portion de grenat en contact avec la matrice reste automorphe alors que les contours du même grain dans l'amphibole 3a deviennent irréguliers, arrondis à lobés. Dans certains cas, cette partie peut avoir été totalement dissoute.

A la bordure externe des amphiboles 3a est généralement présent un film de plagioclase (albite 1). Lorsque celui-ci est absent, les amphiboles, de petite taille, présentent une interface nette avec l'omphacite. En présence de ce film s'observe (Fig. 2-10C):

- . une interface amphibole 3a - albite 1 nette, au contact de laquelle les deux phases sont limpides,
- . un développement important de symplectites à pyroxène - plagioclase aux dépens des omphacites : les vermicules des symplectites sont en général subperpendiculaires à la bordure des amphiboles et ont une taille croissante de l'omphacite vers l'amphibole.

En conclusion, le stade B marque la disparition de l'assemblage éclogitique grenat + omphacite + zoïsite au profit de l'association amphibole 3a + albite 1 + symplectites à pyroxène - plagioclase. La transformation est incomplète.



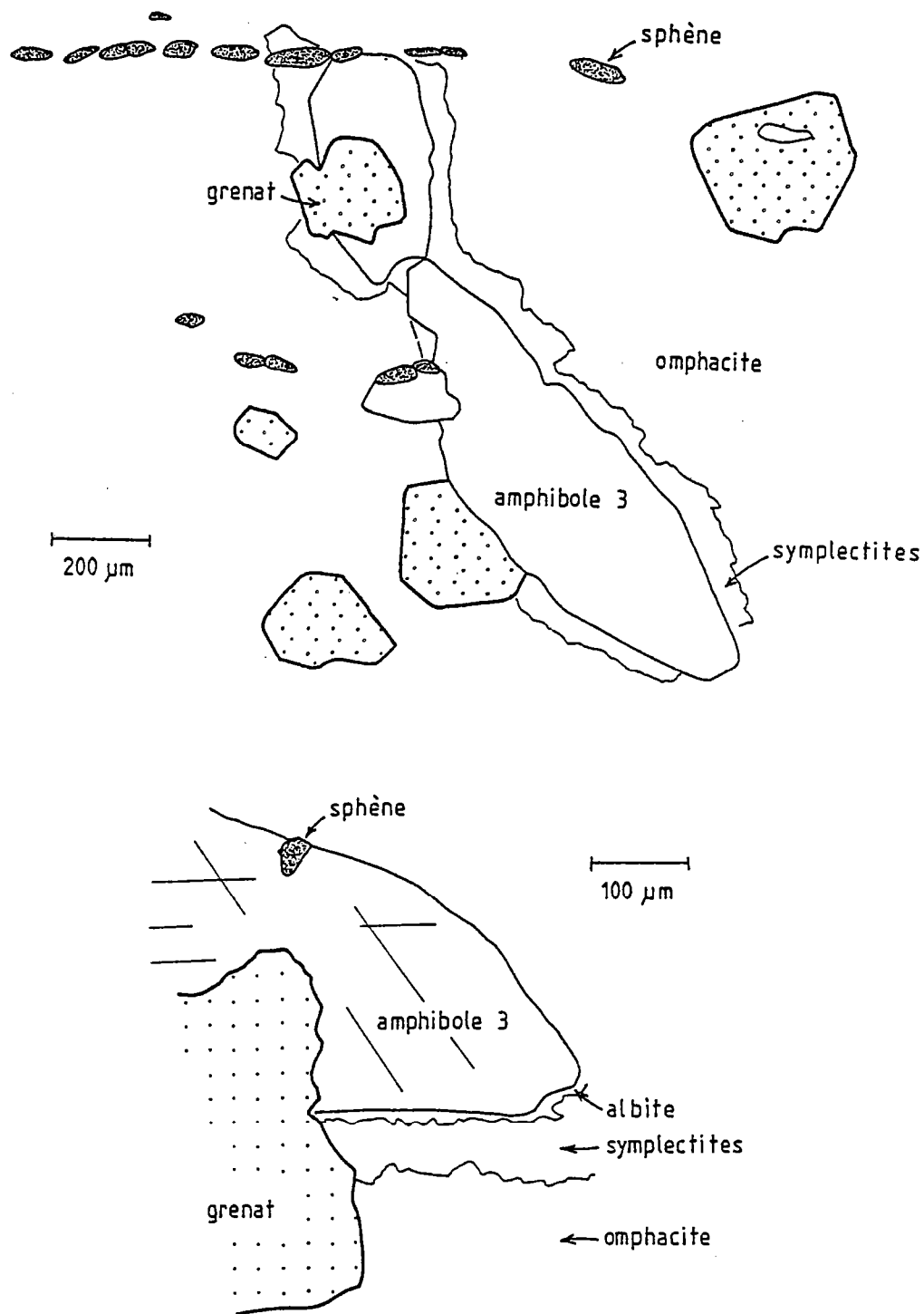


Fig.2-10 - Texture des écloğites GP II (niveaux clairs , échantillon BAR ' II). A : croissance statique des amphiboles 3. B : dissolution partielle à totale du grenat lors de la croissance des amphiboles 3. C : détail du contact omphacite - amphibole 3 avec développement d'un liseré d'albite au contact de l'amphibole et de symplectites à diopside - albite au contact de l'omphacite.

Stade C

Le stade C est défini par l'ouverture de fentes rectilignes, étroites (20 à 50µm).

Dans les fentes s'observent un plagioclase (albite 2), une amphibole verte pale (amphibole 4), épidote et carbonate (calcite) auxquels s'ajoutent accessoirement la chlorite, le sphène et la pyrite. La nature des cristallisations dans les fentes est en général déterminée par la nature des phases de part et d'autre de la fente :

grenat → chlorite (LN vert pomme, LP bleu violacé) ou épidote (LN jaune)

zoïsite → épidote (LN incolore à jaune)

amphibole 3 → amphibole 4 (amphiboles vertes pales à habitus fibreux)

Seuls le plagioclase et, dans une moindre mesure, la calcite sont répartis aléatoirement dans les fentes.

La géométrie des cristallisations dépend de celle de leur substrat: ainsi en est-il des fibres d'amphibole 4 dont l'orientation est identique à l'axe c des amphiboles 3, et de la calcite.

De part et d'autre de ces fentes, sur une distance variable, elle-même proportionnelle à l'épaisseur des fentes, se développent aux dépens des omphacites, des symplectites à amphibole-plagioclase. D'autres transformations locales peuvent avoir lieu à proximité des fentes (croissance de chlorite dans les sites du grenat par exemple).

Durant le stade C apparaît donc l'association albite 2 + amphibole 4 + épidote + calcite (+ chlorite + sphène et pyrite).

b. Niveaux sombres

Dans les niveaux sombres s'observent de nombreux grains de grenat, dans une matrice où dominant amphibole et carbonate (calcite), auxquels s'ajoutent accessoirement plagioclase (albite), sphène, apatite et pyrite.

Alors qu'amphibole, calcite et albite présentent toutes dimensions et toutes formes (les amphiboles en particulier constituent un réseau de grains interpénétrés), la fabrique de forme (allongement et alignement des grains) (i) du sphène dans la matrice et (ii) des inclusions (amphibole, omphacite et sphène) du grenat définit un repère géométrique.

Par comparaison avec les niveaux clairs, le grenat peut être attribué au stade A, amphibole, calcite et albite dans la matrice au stade B.

Du stade A, syncinématique, nous n'observons plus que :

- . le grenat, abondant, de taille variable (20 - 250µm), qui contient des inclusions de sphène, d'omphacite et de fréquentes amphiboles incolores (amphiboles 1), que remplacent souvent des symplectites submicroscopiques,
- . de rares plages relictuelles d'omphacites.

La zoïsite est absente, à la fois dans la matrice et en inclusion dans le grenat: lorsqu'elle est observée, c'est toujours à proximité immédiate d'un niveau clair.

Le stade B est caractérisé par le développement statique de l'association amphibole verte (amphibole 3b) + carbonate (calcite) + plagioclase (albite 1).

Des minéraux du stade A, le grenat est partiellement dissous (grains subautomorphes à xénomorphes, à contours arrondis ou lobés) alors que l'omphacite est quasi-totalement consommée. Les plages d'amphibole 3b et de calcite sont xénomorphes. L'albite est interstitielle, rare.

Les fentes (stade C) présentent les mêmes caractères que dans les niveaux clairs à deux différences près :

- . en l'absence d'omphacite (qui ont disparues durant le stade précédent), elles ne sont pas bordées de symplectites,
- . les plages de calcite dans les fentes sont continues vis à vis de celles de la matrice.

c. Niveaux micacés

Un niveau discontinu de composition particulière est présent dans l'échantillon BAR'11. Les particularités de ce niveau sont doubles :

- . présence de mica et de quartz et abondance de la zoïsite et du mica par rapport au grenat et à l'omphacite,
- . taille des grains (de l'ordre du mm)

De part et d'autre de ce niveau a lieu une rétro-morphose importante que marque en particulier le développement de porphyroblastes poecilites de plagioclase.

Dans ce niveau est attribuable au stade A l'association grenat + omphacite + zoïsite + mica blanc (phengite) + quartz + sphène. Le stade B se traduit par :

- . la rééquilibration des bordures de la zoïsite (\rightarrow épidote) au contact du grenat;
- . l'apparition de biotite aux dépens de la phengite;
- . le développement local de symplectites aux bordures de l'omphacite et de plages à plagioclase et amphibole.

2 - ANALYSE MINÉRALOGIQUE

a. Grenat

D'une façon générale, toutes les analyses de grenat peuvent être considérées comme des solutions des 3 pôles almandin, pyrope, et grossulaire :

- . les teneurs en spessartine, variables ne sont supérieures à 1% qu'au cœur des grains, où elles peuvent atteindre 15%;
- . la somme des teneurs en andradite et ouvarovite est rarement supérieure à 1%;

Aussi ont-ils été représentés dans le triangle almandin-pyrope-grossulaire (Fig. 2-11).

Celui-ci permet 2 remarques :

1. il ne paraît pas (eu égard au faible nombre d'analyses dans les niveaux sombres) exister de différence significative de composition entre grains des niveaux clairs et sombres.
2. les grains sont zonés : les différences entre cœur et bordure, faibles et constantes, sont un léger enrichissement en almandin, un fort enrichissement en pyrope (de 2 à 8%) et un faible appauvrissement en grossulaire. La fraction molaire du Mg augmente du cœur vers la bordure.

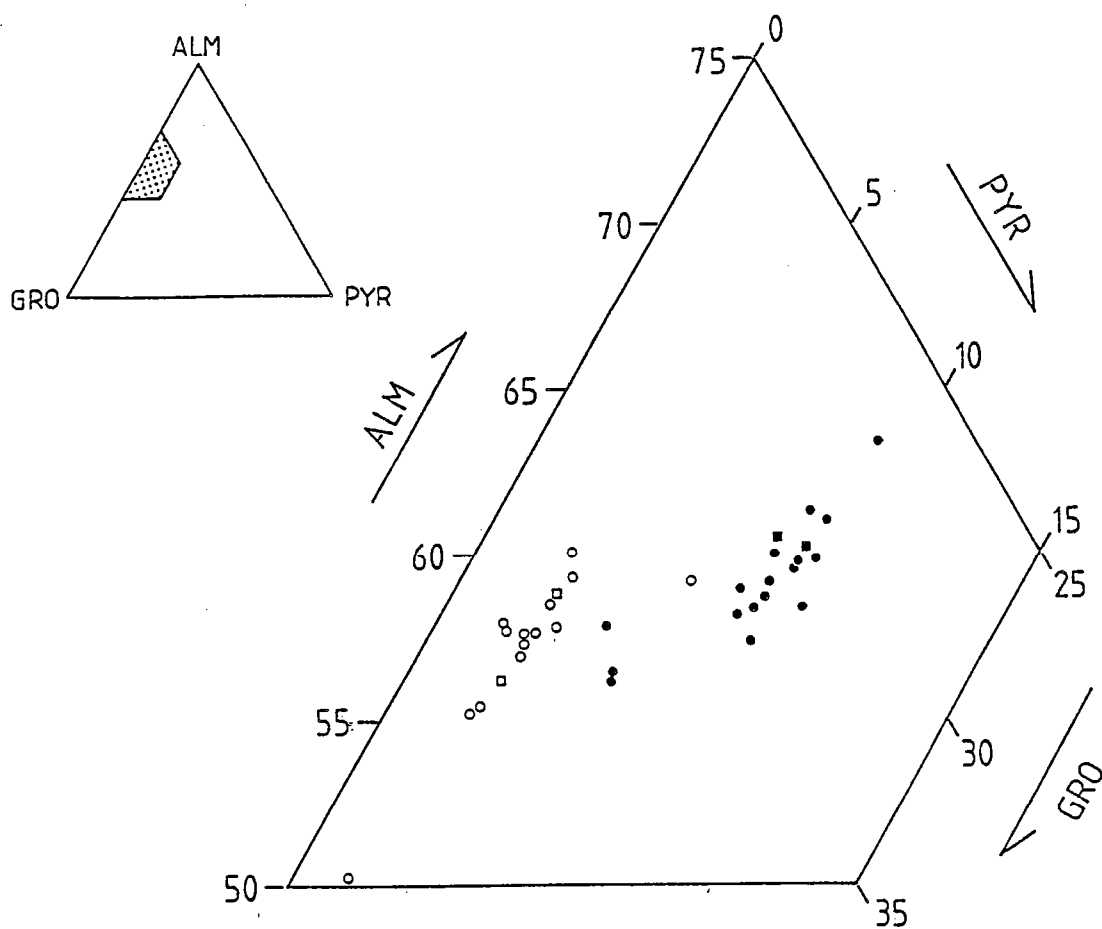


Fig.2-11 - Composition du grenat des écloïtes GP II. Cercles : niveaux clairs ; carrés : niveaux sombres. Symboles vides : coeurs ; symboles pleins : bordures.

Pour préciser les modalités de la zonation, deux profils ont été détaillés : le premier d'un grenat dans un niveau clair, en contact avec de l'omphacite (Fig. 2-12), le deuxième d'un grenat dans un niveau sombre, en contact avec de l'amphibole 3 (Fig. 2-13).

Les zonations sont continues : augmentation du Fe et du Mg, diminution forte du Mn, faible du Ca. Les profils de zonation ne sont significativement modifiés que dans 3 cas :

- . de part et d'autre d'une fracture "non ouverte" (dont l'épaisseur est inférieure à 1µm, sans néoformation) dans le grenat du niveau sombre,
- . à la bordure du grenat du niveau sombre au contact de l'amphibole 3,
- . à la bordure du grenat dans les niveaux clairs au contact de la zoïsite.

Le grenat constitue un indicateur précis et sensible de l'histoire P-T de la roche.

Des zonations semblables du grenat ont été décrites par de nombreux auteurs, y compris dans les écloïtes des Alpes occidentales : elles sont classiquement interprétées comme le résultat du changement des conditions P-T au cours de la croissance du grenat (zonation de croissance Tracy, 1982; Loomis, 1983).

La zonation de croissance est modifiée, soit aux bordures des grains, soit de part et d'autre des fractures dans ces grains, par les processus de diffusion intracristalline, qui tendent à réajuster la composition du grenat aux nouvelles conditions P-T : à la zonation de croissance se superpose donc une zonation de diffusion (Tracy, 1982; Loomis, 1983).

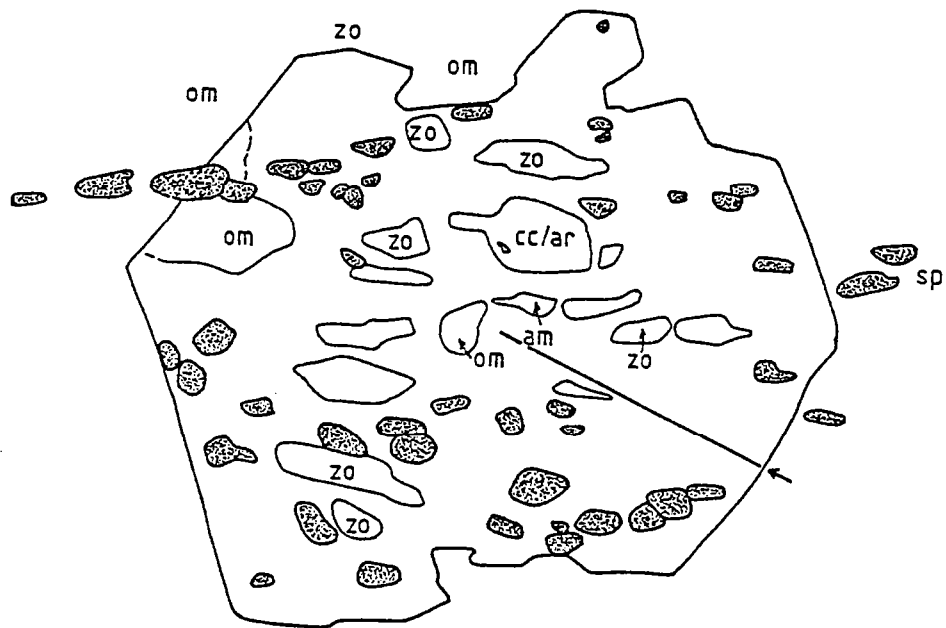
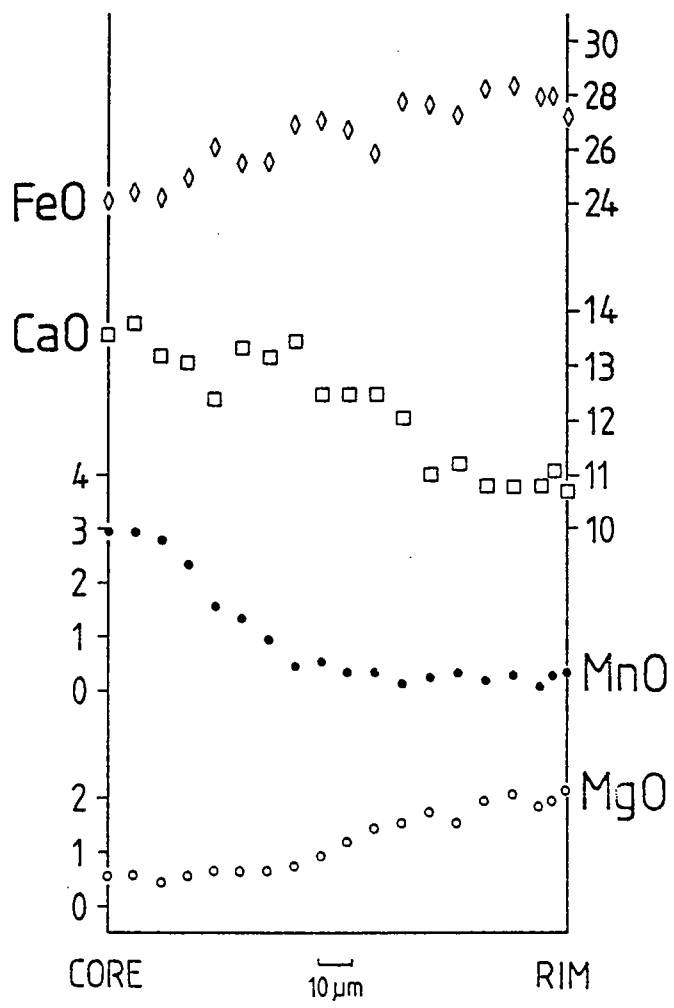


Fig.2-12 : Zonation du grenat (niveaux clairs).

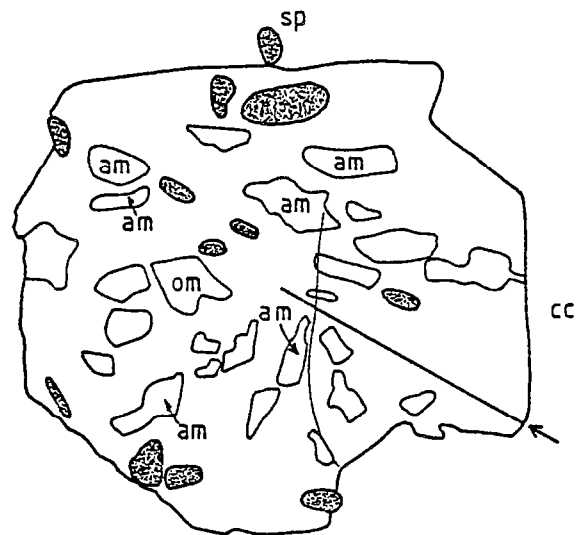
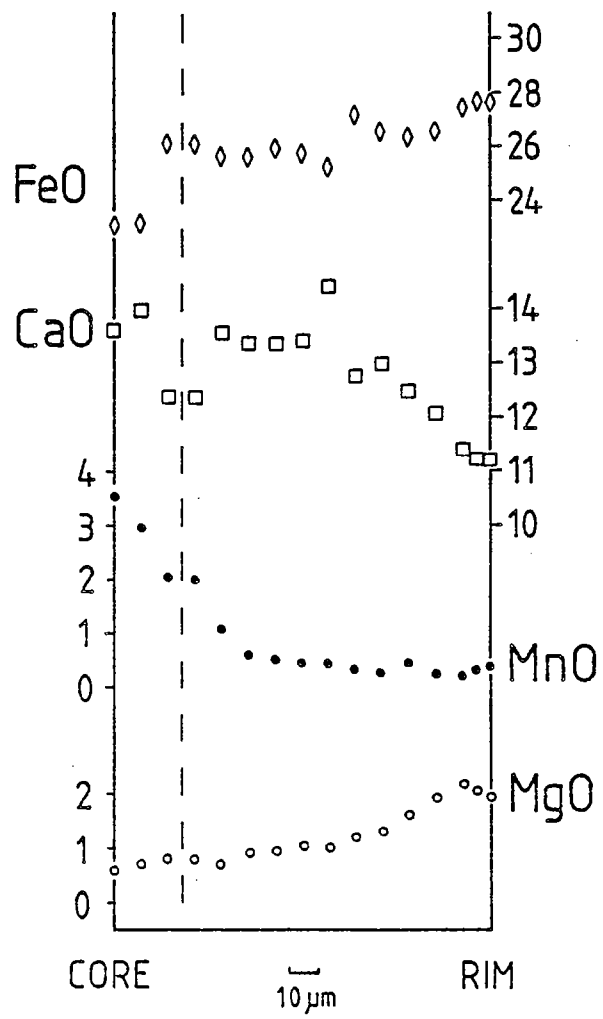


Fig.2-13 - Zonation du grenat (niveaux sombres).

b. Pyroxènes

En fonction de leur position chronologique, deux groupes de pyroxènes doivent être distingués, qui diffèrent notablement par leur teneur en jadéite.

Durant le stade A se développent des pyroxènes qui, dans le diagramme de Essene et Fyfe (1967) (Fig. 2-14), se répartissent dans le champ des omphacites. D'une façon générale, les teneurs en acmite sont faibles (entre 5 et 10%) et les teneurs en jadéite ne dépassent pas 50%.

De faibles variations de composition doivent cependant être notées :

. les inclusions dans le grenat sont, en moyenne, appauvries en jadéite et enrichies en acmite par rapport aux grains de la matrice, même si le champ des compositions des grains en inclusion recouvre partiellement celui des grains de la matrice (Fig. 2-14),

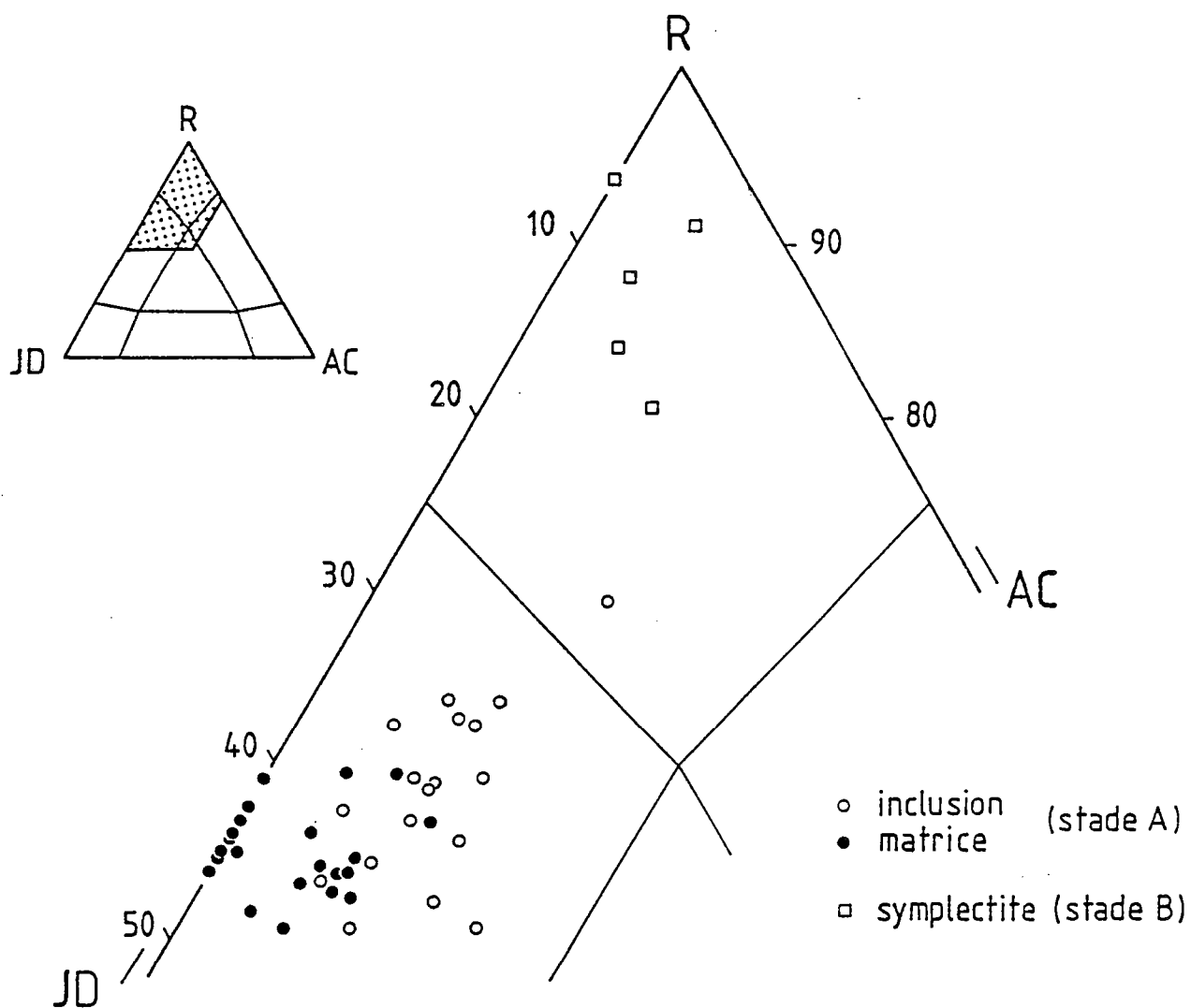


Fig. 2-14 - Composition des pyroxènes des éclogites GP II dans le triangle jadéite + ureyite (JD) - acmite (AC) - reste (R).

- . les inclusions dans le grenat sont dans certains cas zonées, avec en général augmentation de X_{jd} et diminution de X_{ac} du coeur vers la bordure de l'inclusion,
- . les grains de la matrice sont ou homogènes ou zonés : dans ce cas, la transition coeur-bordure s'accompagne de légères variations de composition (augmentation des teneurs en jadéite, diminution des teneurs en acmite, diminution de X_{Mg} et augmentation du rapport Fe^{2+}/Mg^{2+}) (Fig. 2-15).

La cohérence des variations de composition (entre grains en inclusion et dans la matrice, entre coeur et bordure) est remarquable.

Durant le stade B, les omphacites se destabilisent en symplectites à pyroxène-plagioclase : les pyroxènes sont, dans la classification d'Essene et Fyfe (Fig. 2-14), des augites sodiques et le plagioclase une albite pure. Bien que de composition hétérogène, ces pyroxènes sont caractérisés par de faibles teneurs en jadéite (environ 10%). Aucune zonation n'a pu être mise en évidence, eu égard à la petite taille des vermicules pyroxéniques.

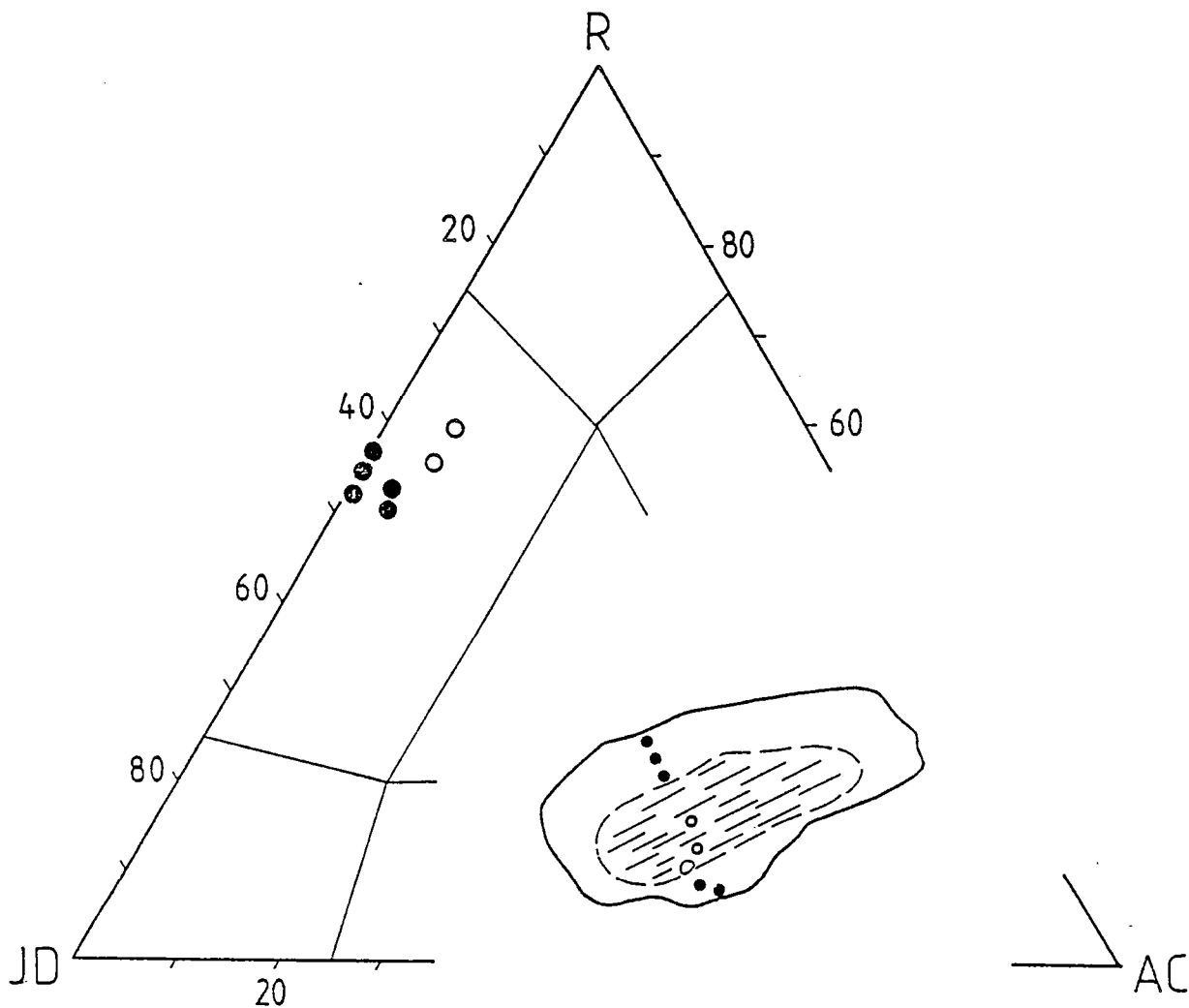


Fig.2-15 - Zonation d'un pyroxène matriciel des éclogites GP II.

c. Amphiboles

Toute analyse de la composition des amphiboles nécessite au préalable une estimation du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$: sauf mention contraire, les discussions sur la composition des amphiboles sont basées sur la normalisation pour laquelle la quantité de Fe^{3+} est maximale (en général SUM MG).

Synthèse des données analytiques sur la composition chimique des amphiboles

*amphiboles 1

Les amphiboles 1 (inclusions dans le grenat) sont soit incolores, soit vertes sombres à fort pléochroïsme : les deuxièmes dérivent probablement des premières, par réaction avec le grenat, ainsi qu'en témoigne la structure de certaines inclusions (couronnes vertes, au contact du grenat, autour d'un coeur incolore).

Parmi les amphiboles incolores peuvent en fait être distingués 2 groupes :

- le premier (9 analyses) est constitué par des actinotes sodiques ($\text{Na}^{\text{total}}=0.484$) et alumineuses ($\text{Al}^{\text{total}}=0.674$): si la teneur en Si est variable, le rapport $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ est constant (0.75 à 0.8) (Fig. 2-16).

- le deuxième (1 analyse) comprend des glaucophanes (Fig. 2-16).

Ces deux groupes peuvent dans certains cas être distingués optiquement : les actinotes sont vertes pâles, les glaucophanes bleues pâles. En raison de la petite taille des inclusions, il est en fait souvent délicat d'attribuer une amphibole 1 à l'un des 2 groupes et d'obtenir une analyse satisfaisante à la microsonde (interférences avec le grenat, en particulier dans le cas où les limites de l'inclusion sont obliques à la surface supérieure de la lame): ainsi s'explique qu'une seule analyse de glaucophane soit disponible.

Les amphiboles vertes présentent une forte hétérogénéité de composition chimique, en accord avec leur caractère réactionnel : la seule analyse satisfaisante est une "ferroan pargasitic hornblende".

*amphiboles 2

Les amphiboles 2, qui se développent au contact grenat + omphacite dans les niveaux clairs, présentent d'importantes variations de composition : ce sont des amphiboles calciques de type pargasite, qui sont situées dans le champ des "ferroan pargasitic hornblende, ferroan pargasite et ferropargasite". La teneur en Si est faible (environ 6 Si pfu dans 3 cas sur 5), celle en Fe élevée.

*amphiboles 3

Aucune différence significative de composition chimique n'a pu être mise en évidence entre amphiboles 3 des niveaux clairs (amphiboles 3a) et sombres (amphiboles 3b): aussi la discussion suivante sera-t-elle restreinte aux amphiboles 3a. Parmi les analyses effectuées ont été retenues 14 couples coeur-bordure et une section détaillée.

Les amphiboles 3a sont des amphiboles calciques, à l'exception des coeurs, dont 3 analyses sont situées à la limite du champ des amphiboles sodi-calciques : ce sont des hornblendes actinolitiques ou des magnésio-hornblendes, à l'exception d'une bordure (à la limite du champ des édenites). En raison de ces faibles variations, toutes les analyses ont été reportées dans le même diagramme (Fig. 2-16). De faibles variations de composition

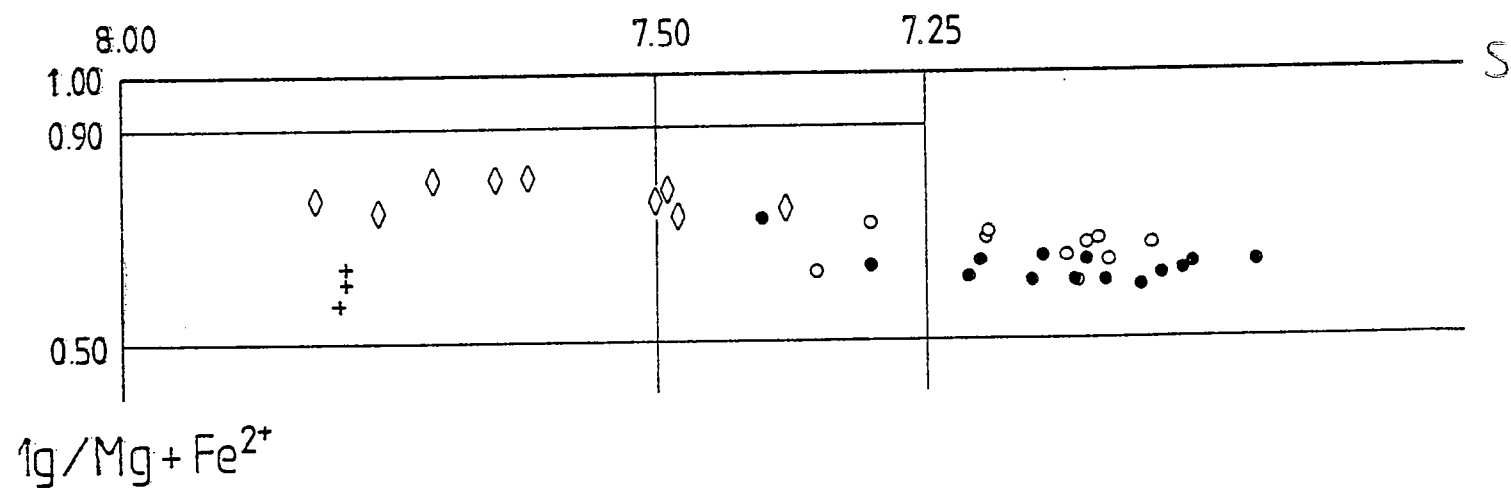
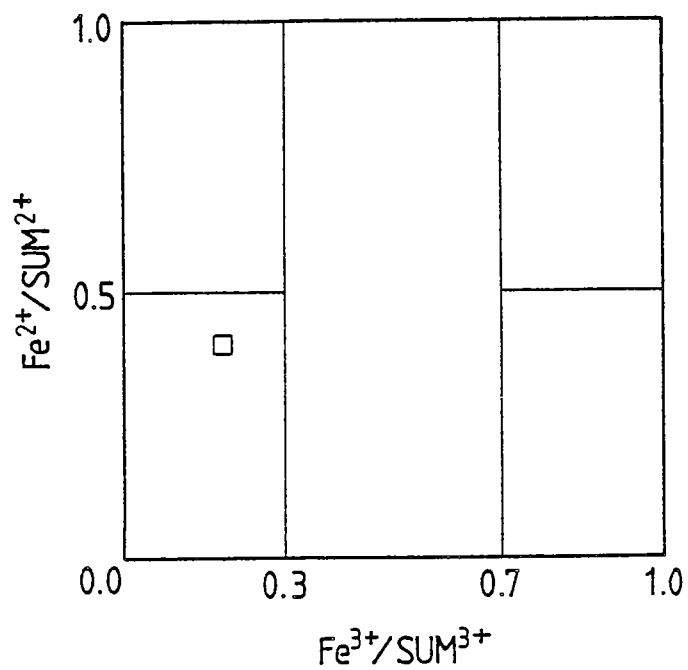


Fig.2-16 - Composition des amphiboles des éclogites GP II dans la classification de Leake (1978). Carrés : amphiboles 1 sodiques. Losanges : amphiboles 1 calciques. Cercles : amphiboles 3 (vides = coeurs, pleins = bordures). Croix = amphiboles 4.

existent entre coeur et bordure : Al^{total} est constant ou en légère diminution, Na^{total} est en forte diminution et le rapport $Mg/Mg+Fe^{2+}$ diminue légèrement (de 0.7 à 0.6). Les variations sont continues et régulières, quoique plus importantes en bordure des grains (Fig. 2-17).

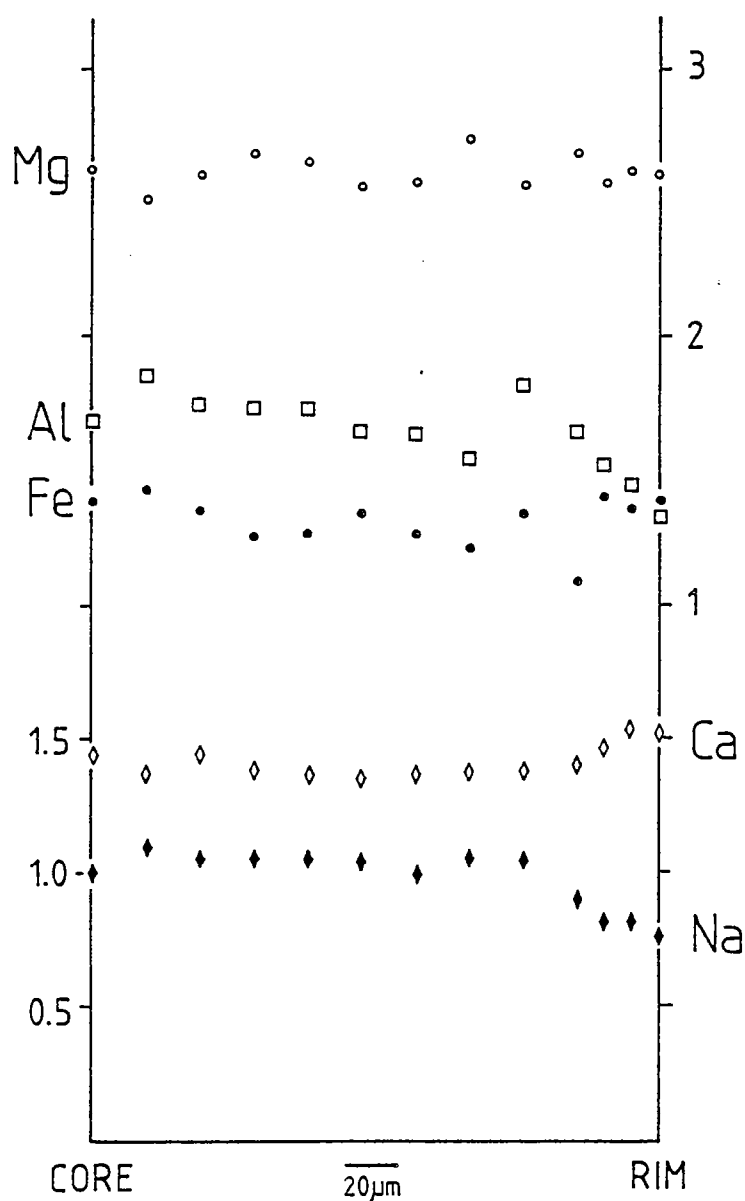


Fig.2-17 - Zonation d'une amphibole 3 (en nombre d'atomes par formule structurale).

*amphiboles 4

Les amphiboles 4, à habitus fibreux, sont localisées dans les fentes tardives. D'importantes difficultés analytiques ont été rencontrées (en raison de leur habitus), si bien que seules 3 analyses ont pu être retenues.

Les amphiboles 4 sont des actinotes, qui diffèrent notablement des amphiboles 1 de même nature par la faiblesse des teneurs en Al^{total} ($Al^{total} = 0,349$) et en Na^{total} ($Na^{total} = 0,101$) et un rapport $Mg/Mg+Me^{2+}Fe$ de l'ordre de 0.6 (Fig. 2-16).

Discussion

*Coexistence de 2 amphiboles durant le stade A

Les analyses précédentes démontrent la coexistence, durant les étapes précoces du stade A, d'amphiboles calciques (actinotes) et sodiques (glaucophanes).

Les modalités de cette coexistence sont difficiles à préciser :

- . aucune inclusion polyphasée, comme celles des écloqites ferro-titanées des unités océaniques, n'a été observée,
- . les amphiboles calciques sont présentes en inclusions dans le grenat des niveaux clairs (en association avec omphacite + zoïsite + sphène) et sombres (en association avec omphacite + sphène),
- . les amphiboles sodiques ont été observées dans un grenat d'un niveau clair, en association avec calcite/aragonite + omphacite + zoïsite + sphène.

La coexistence de deux types d'amphiboles 1 dans la même roche est possible en raison de l'existence d'une lacune de miscibilité entre amphiboles sodiques et calciques (cf. Robinson et al., 1982, p.82). L'étendue de la lacune ne peut cependant être précisée grâce aux analyses disponibles :

- . les deux amphiboles ne faisaient peut être pas partie de la même paragenèse mais cristallisaient dans des domaines voisins de composition différente,
- . aucun joint actinote-glaucothane n'a pu être observé dans les inclusions.

La figure 2-18 fournit donc seulement une "image" de l'étendue de la lacune de miscibilité entre amphiboles calciques et sodiques dans les conditions P-T du stade A.

*Mécanismes de substitution dans les amphiboles calciques des éclogiques GPII

Les variations de composition chimique des amphiboles mettent en jeu plusieurs types de substitutions.

1. Le rapport $Mg/Mg+Fe^{2+}$, qui apparaît dans les diagrammes de la classification de Leake (1978), est une mesure de la substitution $FeMg_{-1}$. Sur la base des valeurs maximales de Fe^{3+} , la substitution $FeMg_{-1}$ devient de plus en plus importante des amphiboles 1 (actinotes du stade A) aux amphiboles 4 (actinotes du stade C) en passant par le coeur et la bordure des amphiboles 3 (magnésiohornblendes du stade B).

2. La substitution $TiFe_{-1}$ est nulle ($X_{TiFe-1} \ll 0.01$ dans les amphiboles 1 et 4) ou négligeable ($0.01 \ll X_{TiFe-1} \ll 0.02$ dans les amphiboles 3).

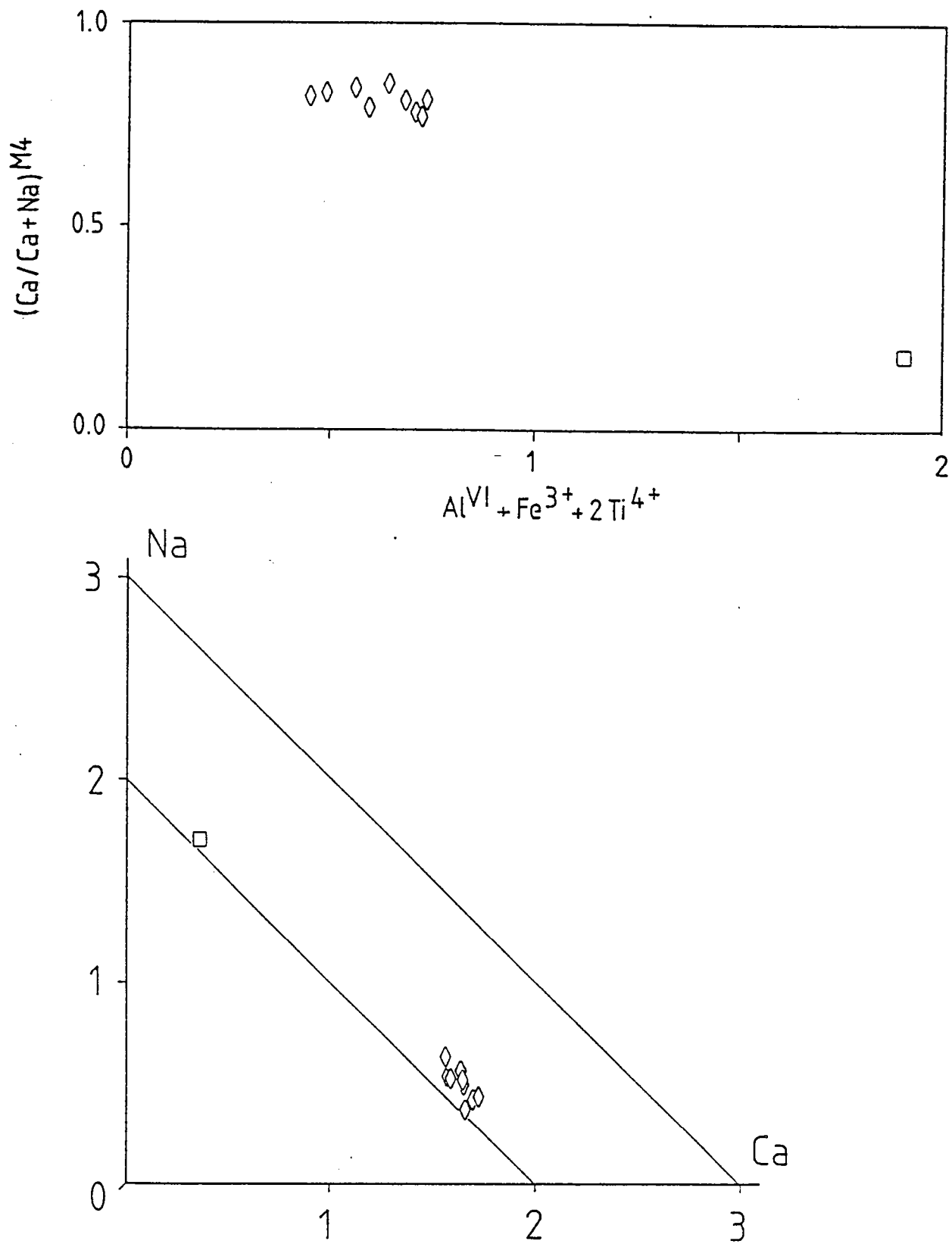


Fig.2-18 - La lacune de miscibilité entre amphiboles sodiques et calciques dans les éclogites GP II. Memes symboles que pour la figure-2-16.

3. Les amphiboles 1 diffèrent essentiellement des amphiboles 4 par des valeurs supérieures de X_{ed} , X_{ts} et X_{gl} : c'est en particulier la substitution glaucophanitique qui différencie les deux générations d'amphiboles. En d'autres termes, les amphiboles 1 s'écartent plus du pôle tremolite que les amphiboles 4. Ces différences apparaissent clairement dans les représentations classiques (Fig. 2-19 et 2-20), où l'on notera en particulier la faiblesse de X_{ed} et X_{gl} des amphiboles 4.

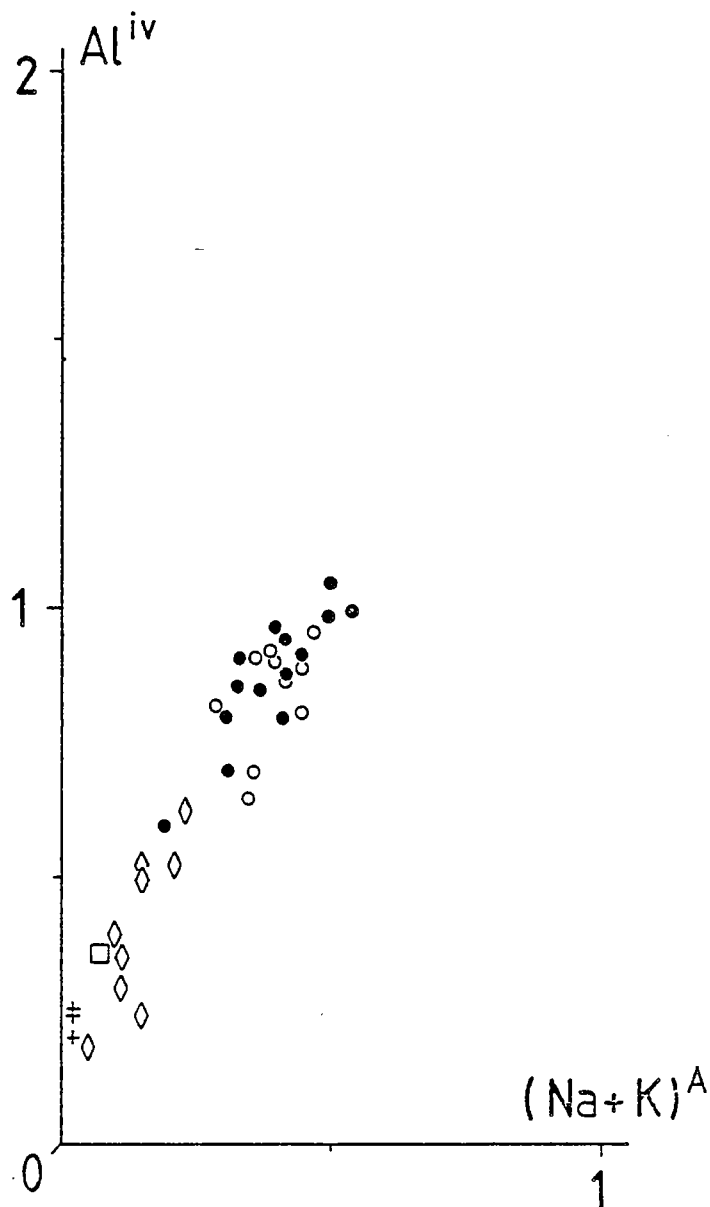


Fig.2-19 - Al^{IV} en fonction de $(Na + K)^A$ dans les amphiboles des éclogites GP II. Memes symboles que la figure 2-16.

4. Les amphiboles 3 présentent des valeurs de même ordre de grandeur des substitutions edenitiques et tschermakitiques : elles appartiennent dans le diagramme $Al^{IV}=f(Na+K^A)$ à ce qui peut être appelé la lignée pargasitique (Fig. 2-19). Du coeur vers la bordure des amphiboles 3, la substitution edenitique a tendance à augmenter alors que la substitution tschermakitique a tendance à diminuer (Fig. 2-19). La substitution glaucophanitique diminue fortement (Fig. 2-20). Ainsi s'expliquent les variations de composition des amphiboles 3 :

- la forte diminution des teneurs en Na^{total} n'est pas due à la substitution edenitique mais à la substitution glaucophanitique,
- la constance des teneurs en Al^{total} est le résultat du jeu simultané des 3 substitutions.

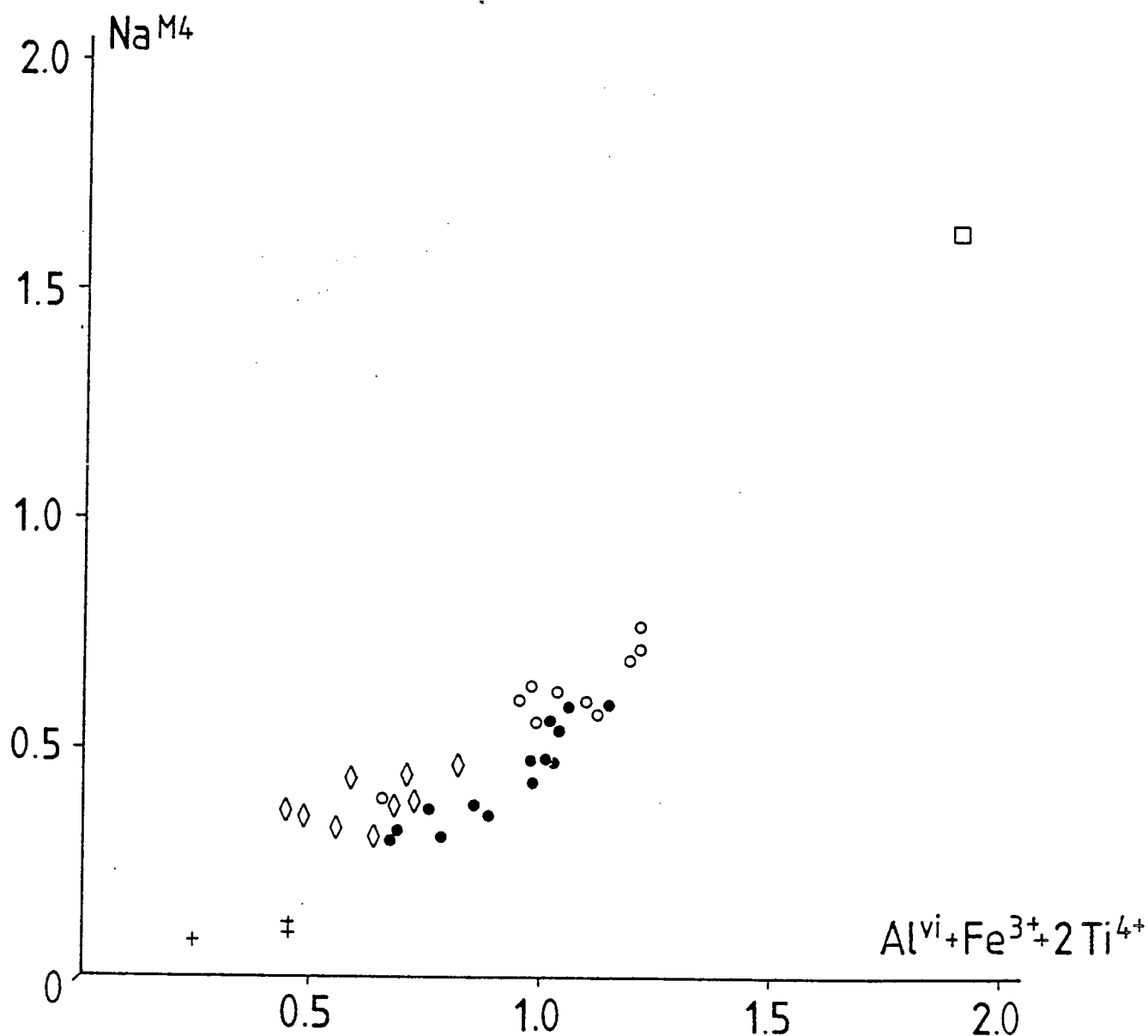
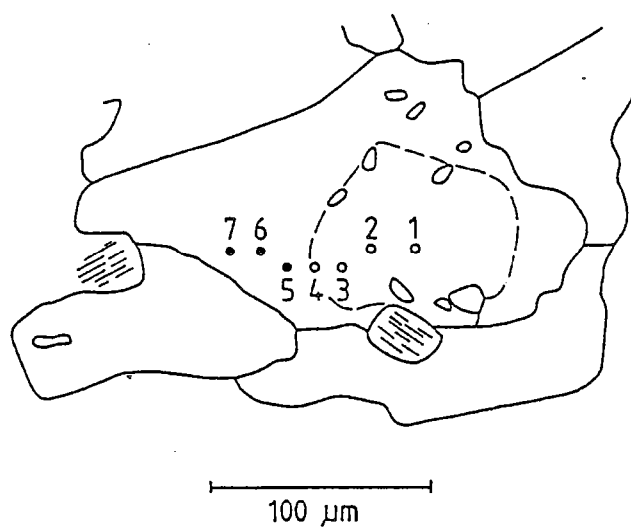


Fig.2-20 - Na^{M4} en fonction de $Al^{VI} + Fe^{3+} + 2Ti^{4+}$ dans les amphiboles des éclogites GP II. Memes symboles que pour la figure 2-16.



n° analyse	1	2	3	4	5	6	7
$\text{Fe}^{3+}/\text{Al} + \text{Fe}^{3+}$	0.20	0.18	0.20	0.18	0.10	0.09	0.10

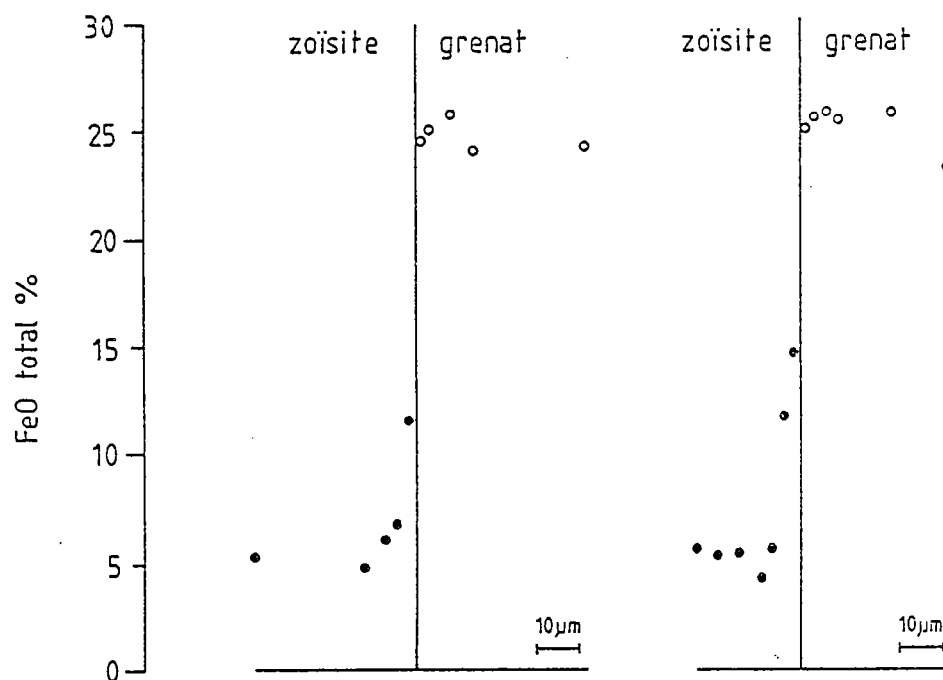


Fig.2-21 - Zonation coeur-bordure (A) ou au contact du grenat (B) des zoisites matricielles des éclogites GP II.

d. Zoïsites/épidotes

De façon générale s'observe une étroite liaison entre teintes de polarisation et teneur en Fe^{3+} , qui augmentent simultanément tous deux.

Dans les niveaux clairs, les inclusions de zoïsite dans le grenat sont plus ferriques que les grains de la matrice ($X_{\text{Fe}^{3+}} = 0.19-0.25$ pour les premiers, 0.10 pour les deuxièmes). Dans la matrice, les grains présentent deux types de variation de composition :

- . du coeur vers la bordure, il y a diminution de $X_{\text{Fe}^{3+}}$ (de 0.17-0.19 à 0.09-0.10), celle-ci ayant lieu brutalement au passage coeur-bordure (Fig. 2-21A),

- . au contact avec le grenat, $X_{\text{Fe}^{3+}}$ augmente progressivement jusqu'à des valeurs de l'ordre de 0.30 (Fig. 2-21B), ceci témoignant d'une rééquilibration par diffusion intracristalline post-croissance des bordures des phases adjacentes.

Dans les fentes sont présentes des épidotes ($X_{\text{Fe}^{3+}} = 0.20$).

e. Plagioclases

Bien que la présence de plagioclase durant l'histoire prograde soit probable, aucun témoin (inclusion dans le grenat par exemple) n'en est préservé.

Les plagioclases, qui sont toujours des albites, se développent durant le stade B (albite 1) dans les niveaux clairs et sombres et durant le stade C (albite 2) dans les fentes. Ces 2^e générations d'albites présentent une faible différence de composition, les premières étant plus albitiques que les secondes (Fig. 2-22).

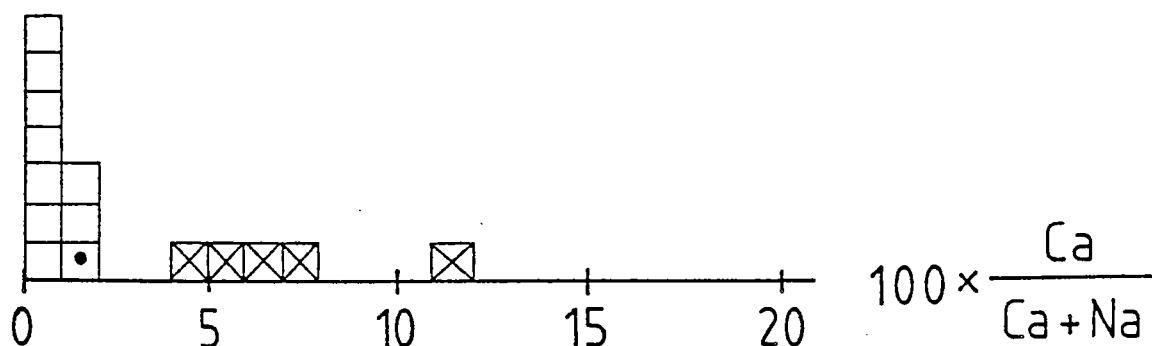


Fig. 2-22 - Composition des plagioclases dans les éclogites GP II. Carrés : plagioclases au contact des amphiboles 3a (carrés vides) ou 3b (carrés pleins). Carrés avec croix : plagioclases dans les fentes.

f. Carbonates

Les carbonates existent durant toute l'histoire de la roche :

- . une inclusion dans un grenat d'un niveau clair témoigne de leur présence (locale?) jusqu'à la fin de l'histoire prograde,
- . durant le stade B, ils sont associés à l'amphibole 3 et à l'albite 1 dans les niveaux sombres,
- . ils se développent dans les fentes durant le stade C.

Tous les carbonates analysés sont proches du pôle CaCO_3 : je suppose qu'il s'agit de calcite, bien que la présence d'aragonite durant le stade A ne serait pas surprenante.

g. Chlorites

La composition des chlorites, qui appartiennent toutes au stade C, est fonction du site de cristallisation.

Dans les pseudomorphoses de grenat, où Fe est disponible en quantité importante (la teneur en Fe du grenat est plus élevée que celle de toute autre phase), les chlorites sont enrichies en Fe ($\text{Fe}^{\text{total}}/\text{Fe}^{\text{total}}_{\text{Mg}} = 0.66$).

Dans les fentes, un partage du Fe et du Mg avec les phases coexistantes (épidote et amphibole 4) entraîne un appauvrissement en Fe des chlorites ($\text{Fe}^{\text{total}}/\text{Fe}^{\text{total}}_{\text{Mg}} = 0.47$).

3 - CONCLUSION

L'histoire des éclogites GPII peut être subdivisée en 3 étapes majeures :

Durant le stade A se développe au cours d'une intense déformation synmétamorphe un litage : les associations syncinématiques comprennent dans les niveaux clairs grenat + omphacite + zoïsite + sphène et dans les niveaux sombres grenat + omphacite + sphène. Niveaux clairs et niveaux sombres ne sont donc différenciables, en termes d'analyse paragenétique, que par la présence/absence de zoïsite et les proportions modales des différentes phases.

Ces différences résultent du fait que niveaux clairs et niveaux sombres ont une composition différente : la teneur en Ca est plus élevée dans les niveaux clairs que dans les niveaux sombres, la teneur en H_2O plus faible dans les premiers que dans les deuxièmes. Ceci ne signifie pas (i) que les différentes phases ont une composition différente d'un niveau à l'autre (voir par exemple le cas du grenat), en accord avec le concept de coefficient de partage et (ii) que l'activité de H_2O fluide soit inégale dans les 2 types de niveaux.

Le stade A a lui-même une histoire (la fin de l'histoire "prograde") qui est facilement analysable dans les niveaux clairs où lui est attribuée :

- . la disparition des actinotes sodiques et alumineuses et de l'association glaucophane + calcite/aragonite,
- . les variations de composition du grenat (augmentation de X_{Mg}), de l'omphacite (augmentation des teneurs en jadeite) et de la zoïsite (diminution des teneurs en Fe).

Dans les niveaux sombres, l'histoire précoce est par contre difficilement caractérisable :

- . définir avec certitude l'assemblage synéclogitique sur la base des observations texturales n'est pas possible. En faisaient pour le moins partie le grenat, l'omphacite et le sphène. Il n'est pas possible de dire si les actinotes (qui sont observées en inclusion dans le grenat) disparaissent à la fin de l'histoire prograde, comme dans les niveaux clairs, ou si elles persistent dans la matrice, à l'équilibre avec le grenat et l'omphacite. Certaines observations suggèrent l'existence de paragenèses à grenat + omphacite + quartz + sphène dans les niveaux sombres,

				STADE A	STADE B	STADE C
NIVEAUX CLAIRS	grenat	0.03 X_{Mg} 0.08				
	omphacite	jd30 jd45				
	zoïsite	0.2 X_{Fe} 0.1				
	épidote					0.2
	amphi. 1 (act)	---				
	amphi. 1 (gla)	---				
	amphi. 3a		1.00 Na^{tot} 0.87			0.12
	amphi. 4					
	albite		an 0-2			an 5-8
NIVEAUX SOMBRES	diopside		jd 5-10			
	calcite					
	grenat	---				
	omphacite	---				
NIVEAUX SOMBRES	amphi. 1 (act)	---				
	amphi. 3b					
	amphi. 4					
	albite					
	calcite					
	épidote					

Fig.2-23 - Synthèse de l'évolution des associations et de la composition des phases dans les éclogites GP II.

. les variations de composition du grenat (augmentation de X_{Mg}) sont le seul enregistrement des variations des conditions P-T durant le stade A dans les niveaux sombres.

Durant le stade B, la croissance statique des amphiboles 3 accentue le litage préexistant : le degré d'avancement des réactions de production des amphiboles 3 (faible dans les niveaux clairs, élevé dans les niveaux sombres) est responsable de cette différence, dont la compréhension relève d'une analyse détaillée des processus réactionnels.

Les principales transformations durant le stade B sont les suivantes :

- . dans les niveaux clairs croissent de grandes amphiboles calciques (Mg-hornblendes), en association avec l'albite 1 ($X_{an} < 0.02$): grenat et zoïsite sont partiellement dissous, alors que l'omphacite est totalement consommée. Au contact amphibole 3a - omphacite se développent des symplectites à pyroxène (augite sodique avec $X_{jd} \approx 0.10$) - plagioclase (albite 1).
- . dans les niveaux sombres apparaît l'association amphibole 3b (Mg-hornblende) + albite 1 ($X_{an} < 0.02$) + calcite, où l'albite est subordonnée par rapport à la calcite. L'omphacite a totalement disparu (ainsi que d'autres phases possibles telle l'actinote) de la matrice, à de rares exceptions près. Le grenat est rééquilibré à ses bordures (diminution de X_{Mg} et augmentation de X_{Mn}).

Durant le stade C s'ouvrent des fentes où cristallise albite 2 ($X_{an} = 0.05-0.08$) + amphibole 4 (actinote) + épidote + calcite (+ chlorite). A proximité de ces fentes, les omphacites des niveaux clairs sont transformées en symplectites à amphibole - plagioclase et le grenat est localement pseudomorphosé en chlorite + épidote.

II.3 - UNE BREVE DESCRIPTION DES ECLOGITES GPIII

Les éclogites GPIII, dont les relations avec l'encaissant ont été décrites en détail dans la première partie de ce travail, sont des roches litées (alternance de niveaux d'épaisseur centimétrique), où ont seulement été étudiés les niveaux à grenat + omphacite. Les autres niveaux sont définis par les variations relatives des proportions modales de 4 phases majeures: grenat, épidote, carbonate et quartz.

Devant la complexité qu'introduit dans les niveaux à grenat + omphacite l'importance de la rétro-morphose, des analyses à la microsonde ont été effectuées dans cette roche à la seule fin de caractériser les phases présentes.

1 - ANALYSE TEXTURALE

L'intérêt majeur des niveaux à grenat+omphacite des éclogites GPIII est la clarté de l'histoire réactionnelle telle que les relations texturales permettent de l'écrire.

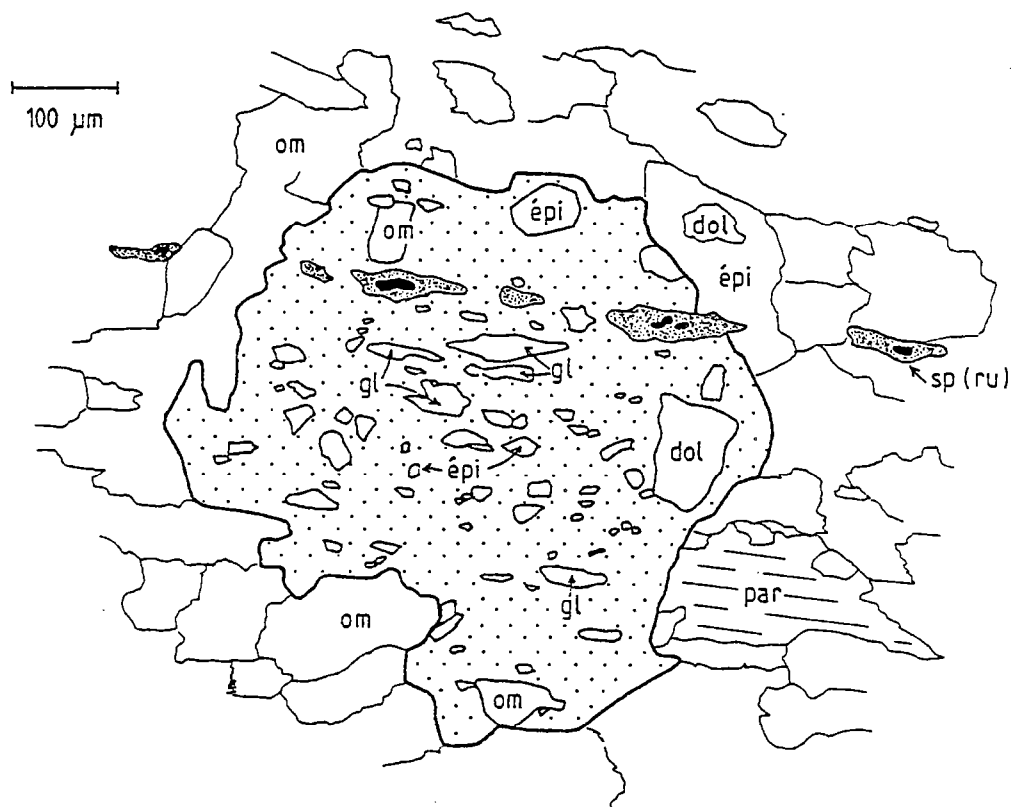


Fig.2-24 - Texture des éclogites GP III.

Les niveaux à grenat + omphacite comprennent l'association grenat + omphacite + zoïsite + carbonate (dolomite) + mica (paragonite et phengite) + quartz + sphène. La taille des grains est de l'ordre du demi-millimètre ou du millimètre, à l'exception du grenat (qui atteint 2 à 3 mm de diamètre) et du quartz, en grains de 20 à 50 µm, rares et dispersés. Une foliation, que définissent (i) les rubans de sphène et (ii) la fabrique de forme, à vrai dire faible, de l'omphacite et de la zoïsite, est parallèle au litage. Omphacite, mica et quartz présentent des extinctions onduleuses.

Les porphyroblastes de grenat (Fig. 2-24) présentent un coeur de grandes dimensions à nombreuses inclusions et une bordure étroite, limpide. Ni la géométrie ni la nature des inclusions ne sont quelconques.

1. Du coeur vers la bordure du grenat, la taille des inclusions croît et leur forme change. Au coeur, la majeure partie des inclusions sont des baguettes dont l'allongement définit une "schistosité interne" rectiligne Si. En bordure, la plupart des inclusions sont des tablettes : certaines, de nature variée (omphacite, dolomite, zoïsite), sont en fait des inclusions partielles de grains matriciels, de telle sorte que les contours du grenat sont lobés.

Une comparaison de Si avec la foliation ("schistosité externe" Se) montre que (i) Si et Se sont parallèles et subcontinus et (ii) l'augmentation de la taille des grains s'accompagne d'une diminution de l'intensité de la fabrique de forme.

2. Les inclusions dans le grenat comprennent omphacite, amphibole 1 (pour l'essentiel glaucophane), zoïsite, carbonate (dolomite), mica (paragonite) et quartz. Ce qui est remarquable est l'exclusion relative de l'omphacite et de la glaucophane : alors que la glaucophane est localisée au coeur du grenat, l'omphacite ne s'observe qu'à sa bordure. On notera également la fréquence du quartz en inclusion, alors qu'il est rarissime dans la matrice.

3. Le rutile est toujours inclus au coeur des rubans de sphène, qui eux-mêmes s'observent dans toutes les phases présentes, y compris le grenat : la transformation rutile---sphène est donc antérieure à la paragenèse éclogitique.

Les transformations rétro-morphiques se traduisent essentiellement par la croissance d'amphiboles vertes (amphiboles 2) dans une trame continue de plagioclase : les amphiboles 2 forment soit des symplectites intergranulaires, soit des plages subauto- à automorphes de faibles dimensions (20-50 µm). D'autres transformations secondaires ont été observées telles que (i) l'enrichissement en Fe des zoïsites au contact du grenat et (ii) l'apparition de biotite à proximité des micas blancs primaires.

2 - ANALYSE MINÉRALOGIQUE

a. Grenat (Fig. 2-25)

Le grenat est une solution des 3 pôles almandin, pyrope et grossulaire : les teneurs en spessartine n'atteignent 2-3 % qu'au coeur des grains et la somme des teneurs en andradite et ouvarovite est toujours inférieure à 1 %. Une zonation "normale", de faible amplitude, peut être observée : du coeur vers la bordure des grains, il y a diminution du Mn et du Ca, augmentation du Fe et du Mg, augmentation de X_{Mg} .

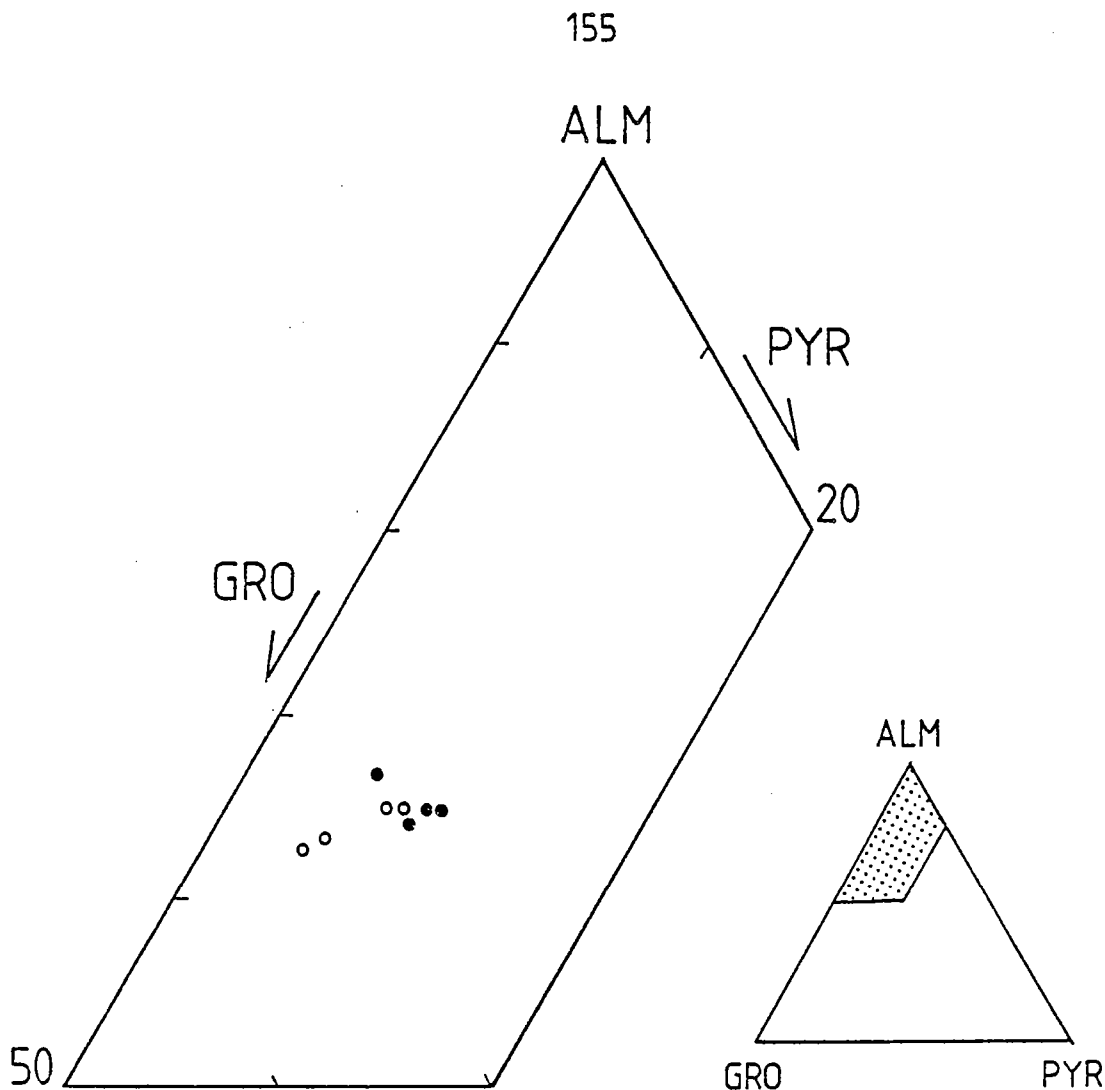


Fig. 2-25 - Composition du grenat des éclogites GP III dans le triangle almandin (ALM) - pyrope (PYR) - grossulaire (GRO). Cercles vides : coeurs; cercles pleins : bordures.

b. Omphacite (Fig. 2-26)

Les pyroxènes sont dans la classification de Essene et Fyfe (1967), des omphacites ou des chloromélانيتes dont la teneur en jadéite excède rarement 40 %. Par rapport aux pyroxènes en inclusion, les pyroxènes de la matrice sont enrichis en jadéite et appauvris en acmite.

c. Amphiboles

Il est possible de distinguer texturalement deux groupes d'amphiboles.

1. Le premier groupe comprend les amphiboles en inclusion dans le grenat (amphiboles 1). Il s'agit, dans l'immense majorité des cas, d'amphiboles bleues, qui, dans la classification de Leake (1978), se situent dans le champ de la glaucophane (Fig. 2-27). Plus rarement sont observables des amphiboles de couleur verte pâle, à faible pléochroïsme, dont l'analyse a montré qu'il s'agissait d'actinote. Dans de nombreux cas, les inclusions de glaucophane (ou d'actinote) sont partiellement à totalement transformées en amphiboles vertes sombres, à fort pléochroïsme, de composition variée (à tendance pargasitique).

2. Le groupe comprend les amphiboles secondaires de la matrice, à l'équilibre avec le plagioclase (amphiboles 2) : dans la classification de Leake (1978), ce sont des barroisites ou des Mg-hornblendes (Fig. 2-28).

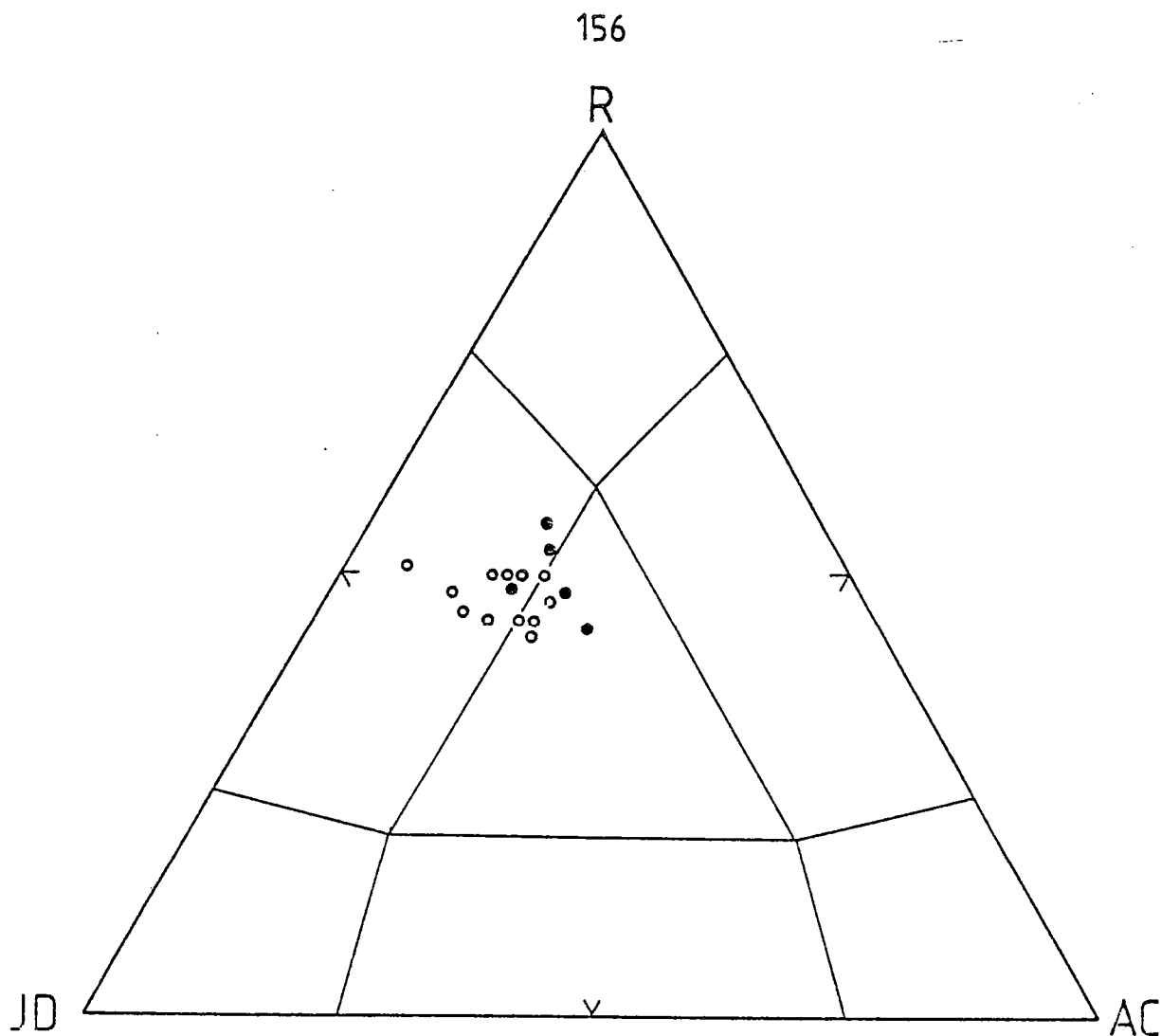


Fig.2-26 - Composition du pyroxène des éclogites GP III dans le triangle jadéite + ureyite (JD) - acmite (AC) - reste (R). Cercles pleins : inclusions dans le grenat. Cercles vides : grains dans la matrice.

d. Zoïsites/épidotes

Les zoïsites de la matrice ont des teneurs faibles en Fe^{3+} : le rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Al}$ est de l'ordre de 0.09-0.11. Les zoïsites en inclusion dans le grenat sont enrichies en fer ferrique par rapport aux précédentes : le rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Al}$ atteint 0.23.

e. Carbonates (Fig. 2-29)

Toutes les analyses de carbonates sont celles de dolomites, dont le rapport $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ varie entre 0.2 et 0.3.

f. Micas

Les micas primaires sont exclusivement des micas blancs : les analyses ont montré la présence de paragonite et de phengite. La paragonite contient des quantités négligeables de muscovite et de margarite en solution solide. La phengite présente une substitution MgSiAlm_{-2} élevée (environ 7 Si pfu sur la base de 22 oxygènes).

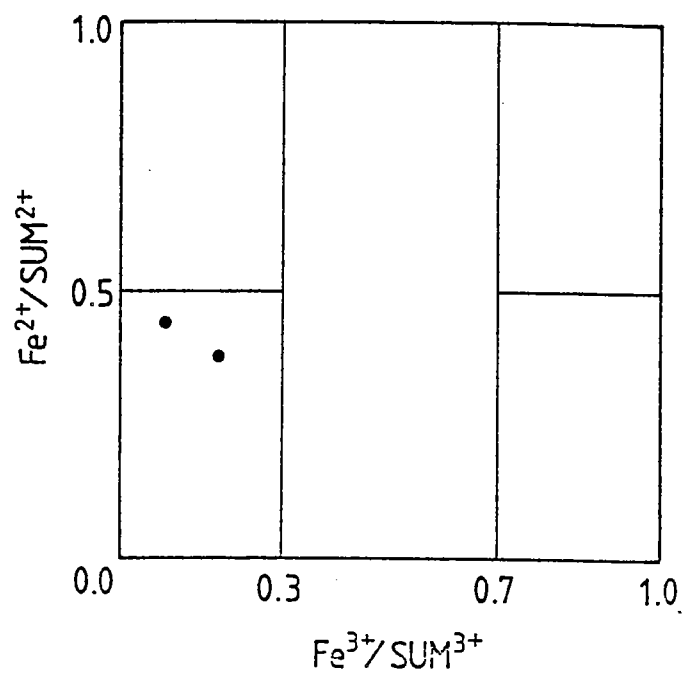
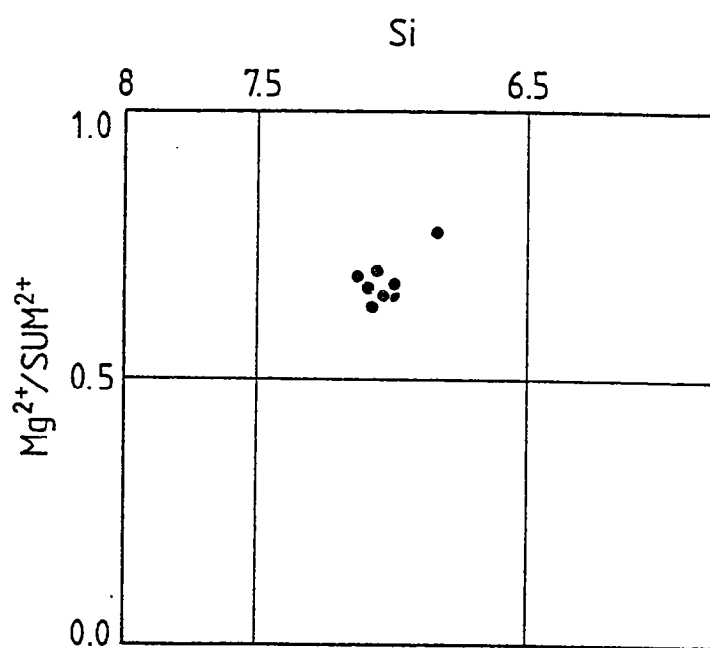


Fig. 2-27 - Composition des amphiboles bleues, primaires (en inclusion au coeur du grenat) dans la classification de Leake (1978).

Fig.2-28 - Composition des amphiboles bleues-vertes, secondaires (à l'équilibre avec l'albite) dans la classification de Leake (1978).



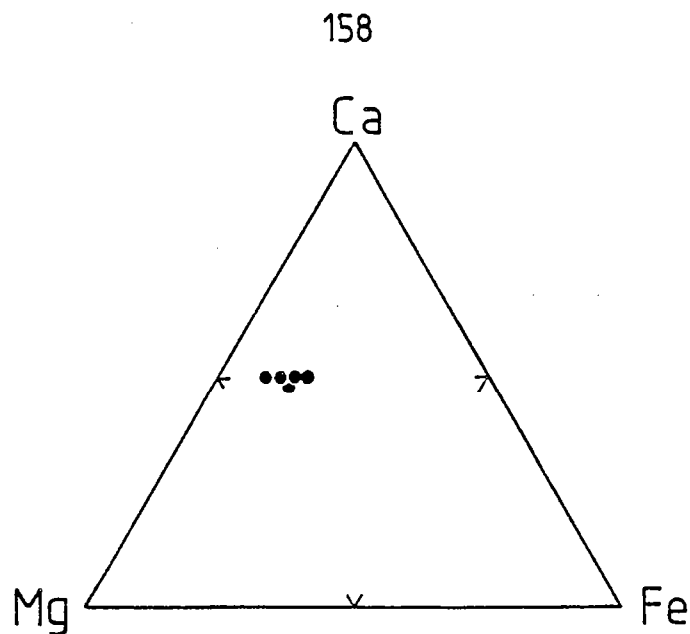


Fig. 2-29 - Composition du carbonate des éclogites GP III.

	STADE A	STADE B
grenat	<u>0.04</u> X_{Mg} <u>0.10</u>	
omphacite	<u>jd 40</u>	
épidote	<u>0.2</u> X_{Fe} <u>0.1</u>	
dolomite	-----	
amphi. 1 (gla)	-----	
amphi. 1 (act)	-----	
paragonite	-----	
phengite	-----	
quartz	-----	
rutile	-----	
sphène	-----	
amphi. 2 (bar)		-----
albite		<u>an 0-2</u>
biotite		-----

Fig.2-30 - Synthèse de l'évolution des associations et de la composition des phases dans les éclogites GP III.

g. Plagioclases

Les plagioclases secondaires sont toujours des albites pures (au maximum 2 % d'ancrithite).

3 - CONCLUSION

Les éclogites GP111 préservent une histoire qu'il est possible de subdiviser en deux étapes majeures : le stade A, éclogitique, auquel succède le stade B, rétro-morphique (Fig. 2-30). Les éclogites GP111 permettent de particulier d'étudier, durant le stade A, l'apparition de l'association grenat + omphacite aux dépens d'un assemblage à glaucophane où la zoïsite est en excès. Ces transformations sont synchrones d'une intense déformation ductile des éclogites.

CHAPITRE 3

histoire P-T des éclogites

- III -

HISTOIRE P-T DES ECLOGITES

III.1 - INTRODUCTION

Le chapitre précédent est en fait une accumulation de données sur les relations texturales et la composition chimique des phases observées dans les éclogites du Grand Paradis. L'objet du chapitre III est une exploitation de ces données afin de déterminer l'histoire P-T à laquelle ont été soumises les metabasites du Grand Paradis.

Une telle exploitation repose sur les notions classiques de la pétrologie métamorphique ("équilibre", "réaction", "conditions P-T",...), dont l'application aux systèmes naturels ne peut se faire sans précautions méthodologiques. Parce qu'elles sont souvent ignorées ou implicites, utilisent les problèmes auxquels j'ai été confronté durant mon travail, je voudrais ici en présenter une discussion. Ce faisant, j'espère en particulier faciliter l'approche de ce chapitre à tous ceux qui se sentiraient plus structuralistes que pétrologistes. Que les autres, qui n'y verront sans doute que banalités, m'en excusent.

1 - LA NOTION D'EQUILIBRATION : DEFINITION ET CONSEQUENCES

Déterminer l'histoire P-T d'une roche nécessite l'existence dans cette roche de paragenèses successives qui puissent chacune servir de base à une estimation des conditions P-T lors de sa cristallisation.

Cet objectif peut sembler a priori absurde. Une estimation des conditions P-T ne peut en effet être faite que si l'"équilibre a été atteint" (l'"équibration est achevée"). En pratique, cela signifie qu'une seule paragenèse devrait être présente dans la roche (Fig. 2-31A). De nombreux auteurs admettent que la présence d'inclusions de phases non matricielles dans l'une des phases matricielles et/ou l'existence de zonations chimiques de certaines phases reflète un état de "déséquilibre" (Fig. 2-31B).

Il est clair que les roches "racontent" une histoire dans la seule mesure où elles sont en "déséquilibre": l'histoire est d'ailleurs d'autant plus complète que le "déséquilibre" est plus important.

La notion d'équilibre (l'équibration est le processus par lequel l'équilibre est atteint) est donc la clé de voûte de l'édifice sur lequel est bâti tout raisonnement pétrologique (histoire réactionnelle, estimation des conditions P-T, etc.).

a. La notion d'équilibre

Dans un cas idéal, les pétrologistes supposent, dans un système donné, l'atteinte d'un état d'équilibre complet ou total (égalité du potentiel chimique de chaque constituant dans toutes les phases) que traduit (i) l'homogénéité des phases, (ii) une composition identique de tous les grains d'une même phase et (iii) un nombre de phases en accord avec la variance du système (application de la règle des phases).

L'équilibre ne peut être défini que pour un système qui doit être spécifié: il s'agit en pratique de déterminer la composition avec laquelle (ou le volume à l'intérieur duquel) a lieu l'équilibration ("effective bulk composition" de Koons (1982) ou "equilibrating bulk composition" de Loomis (1983)).

1. L'équilibre complet ou total suppose que la composition globale d'équilibration est la composition de la roche.

2. La notion d'équilibre local (Korzhinskii, 1959; Thompson, 1959) repose sur l'existence, dans une roche donnée, de domaines de faibles dimensions, de compositions différentes, qui possèdent chacun en propre, en fonction de leur composition, un assemblage donné. L'équilibre est réalisé avec (et seulement avec) le domaine adjacent: la composition globale d'équilibration est donc celle du domaine considéré.

A l'intérieur de chaque domaine, en fonction du gradient de potentiel chimique de chaque constituant, peut s'observer soit une zonation de l'une ou des phases présentes, soit une variation des proportions modales de ces phases.

Ce concept d'équilibre local s'applique en particulier aux zones réactionnelles entre lithologies de composition contrastée (par ex. développement d'actinolites au contact serpentinites-calcschistes ou d'épidotites au contact serpentinites - marbres) et aux roches non ou faiblement déformées et partiellement transformées (cf. infra).

3. L'équilibre partiel (Loomis, 1983) est réalisé lorsque (i) toutes les réactions entre phases matricielles sont réversibles et (ii) certaines réactions avec certaines phases sont cinétiquement ralenties. Une telle situation est réalisée pratiquement dans 2 cas.

Le premier est facile à mettre en évidence : dans les roches où des couronnes réactionnelles se sont formées autour de certaines phases (par ex. une couronne de pyroxène autour de l'olivine dans les roches magmatiques basiques) ou où les grains de certaines phases sont zonés, même si les bordures d'une même phase ont des compositions semblables (par ex. le grenat dans les roches métamorphiques), des microdomaines (l'intérieur des couronnes ou le cœur des grains) sont alors exclus de la composition globale d'équilibration.

Le deuxième est moins évident dans la mesure où il procède d'une analyse de la cinétique des réactions. Loomis (1976, 1977) a montré que la vitesse des réactions métamorphiques pouvait être limitée soit par la vitesse de diffusion du matériel dans les espaces intergranulaires ou à l'intérieur des grains, soit par la vitesse de dissolution ou de croissance d'une phase. Dans ce dernier cas, la composition globale d'équilibration est celle de la roche moins celle de la phase dont la vitesse de dissolution est quasi-nulle.

4. L'équilibre d'échange ou de partition reflète la vitesse à laquelle est atteint l'équilibre entre 2 phases qui échangent certains ions. Par suite de différences de comportement des cations lors des processus de dissolution/croissance des silicates, la vitesse à laquelle l'équilibre est réalisé peut être plus rapide pour certaines paires d'ions que pour d'autres.

Les notions classiques d'équilibre "textural" (pour une discussion, se référer à Vernon, 1976) et d'équilibre "chimique", qui signifie pour la plupart des auteurs équilibre total, sont en fait en partie indépendantes. Une brève discussion de la figure 2-31 le montrera concrètement.

Soit une association syncinématique à grenat + omphacite + zoïsite. Supposons (i) que l'équilibre "textural" soit réalisé et (ii) que toutes les phases aient une composition homogène et constante : il y a équilibre total (Fig. 2-31A). Les mêmes textures entre les mêmes phases, lorsque le grenat préserve des inclusions de phases "progrades", c'est à dire non matricielles (par ex. la glaucophane) et qu'il est zoné, peuvent être interprétées par un modèle d'équilibre partiel (Fig. 2-31B).

Nous verrons que ce dernier modèle s'applique à nombre de roches métamorphiques, en particulier aux éclogites du Grand Paradis. Un grand soin doit cependant être prêté avant une telle conclusion aux interactions possibles entre processus d'équilibration et hétérogénéité de la déformation.

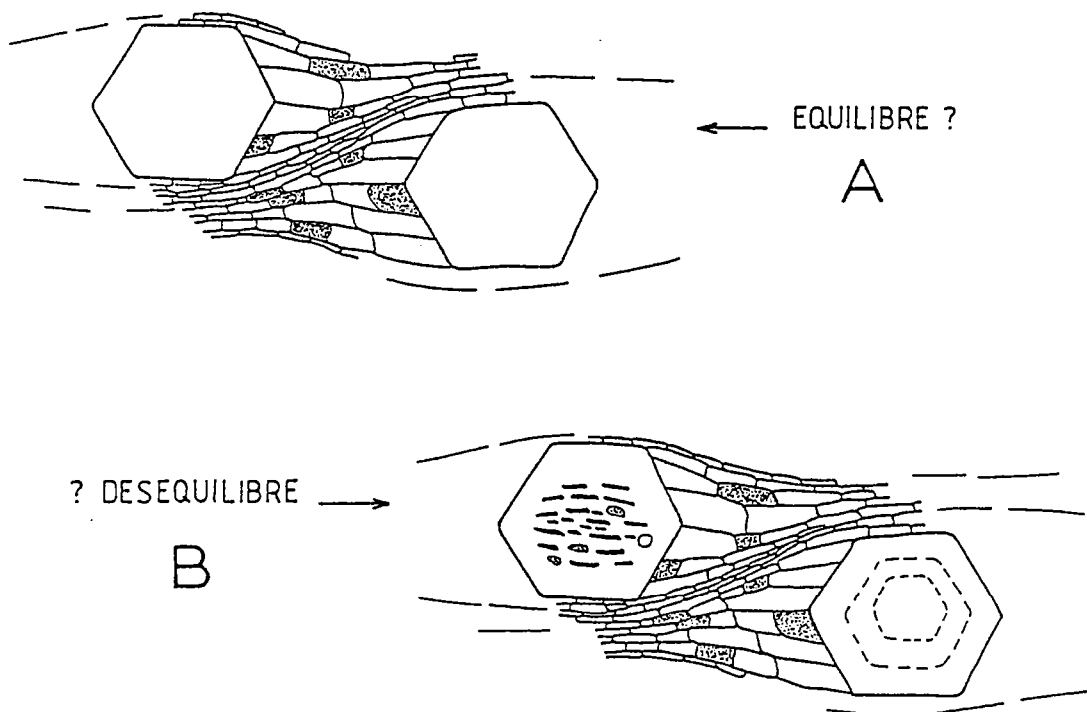


Fig. 2-31 - Les notions d'équilibre (A) et de déséquilibre (B) dans une roche métamorphique. Explications dans le texte.

b. Déformation hétérogène et équilibre local

Dans les roches métamorphiques, la déformation hétérogène (Ramsay et Graham, 1970) permet la coexistence (i) de zones non ou faiblement déformées, où subsistent des reliques de phases antérieures ("antécinématiques") et où les transformations sont de type in situ (pseudomorphoses) et/ou coronitiques et (ii) de zones de cisaillement, où la déformation est intense et où ne s'observent que les phases syncinématiques, à l'exception de rares (porphyro-) clastes antécinématiques.

De tels phénomènes ont été analysés dans les domaines éclogitiques des Alpes occidentales, dans des métagabbros des unités océaniques (Chinner et Dixon, 1973; Pognante 1982 et 1985; Cimmino et Messiga, 1983; Messiga, 1984) ou austro-alpines (Kienast, 1976, 1982, 1983) et dans des métagranites de la zone Sesia-Lanzo (Compagnoni et Maffeo, 1973; Dal Piaz et al., 1972; Koons, 1982b, Rubie, 1983; Koons et Rubie, 1983; Koons et al., in press; Oberhänsli et al., 1985; Hy, 1984a et b).

Ces études permettent les remarques suivantes, qui peuvent par ailleurs être étendues aux autres cas similaires, quel qu'en soit le contexte structural ou métamorphique, par exemple les déformations océaniques à HT des gabbros du Chenaillet dans les Alpes occidentales (Mével et al., 1978).

1. Dans les zones non ou faiblement déformées, la nature et la composition des phases néoformées dépendent de la nature et de la composition des phases préexistantes : il y a en général équilibre local, bien que les modalités des transformations puissent différer considérablement.

Dans certains cas s'observe la transformation totale d'une phase préexistante en un agrégat de néophases (transformation pseudomorphique ou in situ au sens strict). Dans un tel cas, il peut y avoir équilibre, lorsque l'agrégat est en contact avec une phase qui est stable dans les conditions P-T considérées ou déséquilibre (absence d'équilibre même local) lorsque une phase antérieure persiste métastablement au contact de l'agrégat néoformé (Fig. 2-32).

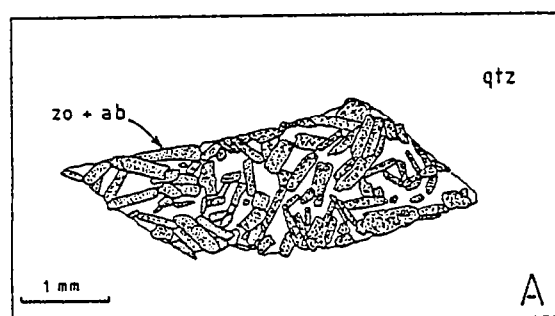


Fig.2-32 - Transformation pseudomorphique (remplacement d'un plagioclase par un agrégat à albite + zoisite) dans une zone non déformée d'un paragneiss.

Dans de nombreux cas, les phases néoformées présentent une répartition spatiale en couronnes concentriques (transformations coronitiques), au coeur desquelles subsistent encore parfois des reliques des phases préexistantes (Fig. 2-33).

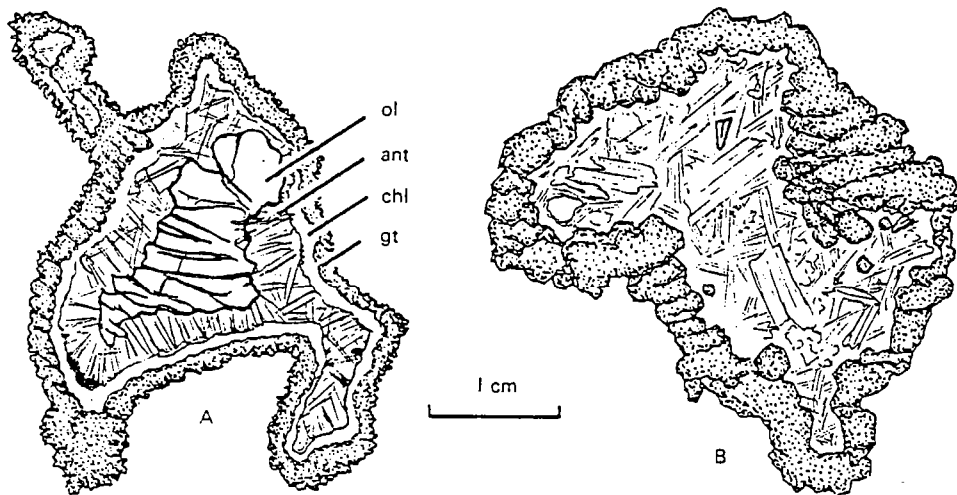


Fig.2-33 - Transformations coronitiques au contact olivine (ol) - plagioclase dans une zone non déformée d'un métagabbro (d'après Chinner et Dixon, 1973). Ant : anthophyllite ; chl : chlorite ; gt : grenat. En A, transformation incomplète ; en B, transformation complète.

Dans la plupart des cas, des situations intermédiaires sont réalisées : il y a à la fois transformation in situ de certaines phases (par ex. destabilisation du plagioclase magmatique en agrégat à jadéite + zoisite + quartz) et développement de couronnes réactionnelles autour d'autres phases (par ex. apparition du grenat au contact olivine - plagioclase) (Fig. 2-34).

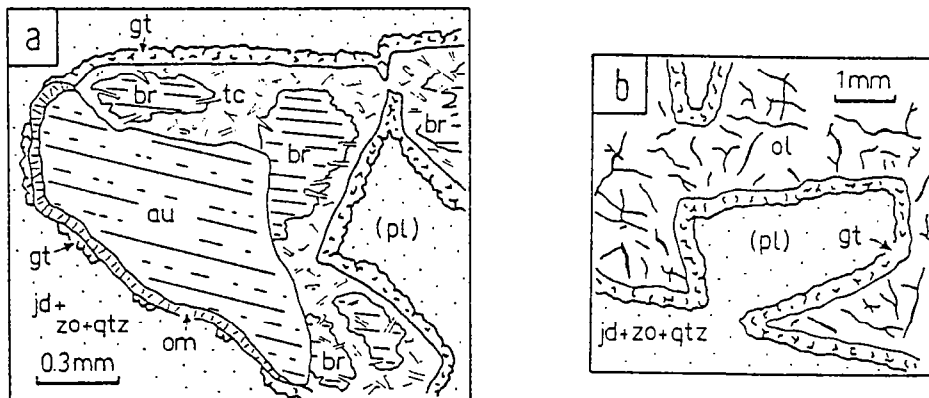


Fig.2-34 - Association de transformations pseudomorphiques (destabilisation du plagioclase en agrégat à jadéite + zoisite + quartz et de la bronzite en talc) et coronitiques (développement du grenat au contact bronzite - plagioclase et olivine-plagioclase et de omphacite + grenat au contact augite-plagioclase) dans une zone non déformée d'un métagabbro (d'après Pognante, 1985).

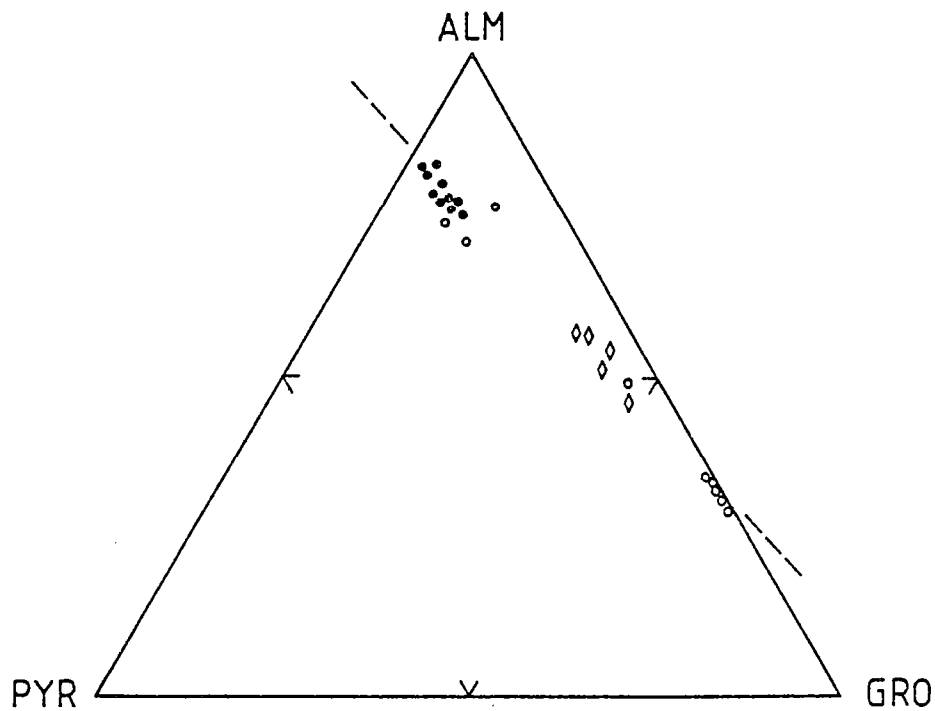
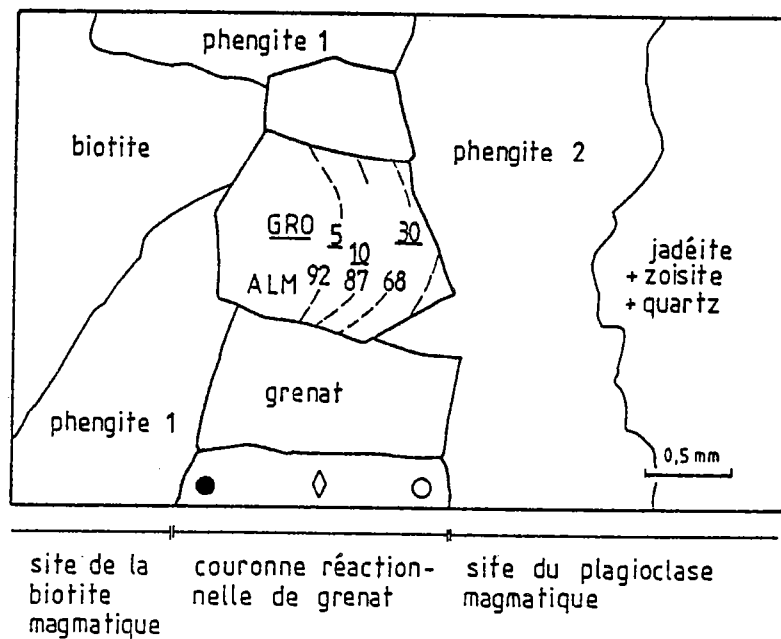


Fig.2-35 - Equilibre local et composition d'une phase : exemple des couronnes de grenat, au contact biotite-plagioclase dans les zones non déformées du granite du Mucrone (A : d'après Kons, 1982a ; B : d'après Hy, 1984). La biotite magmatique est partiellement transformée en phengite 1, le plagioclase magmatique est totalement remplacé par un agrégat à jadeite + zoisite + quartz et de la phengite 2. Le grenat s'enrichit en almandin vers la biotite et en grossulaire vers le plagioclase.

Les équilibres locaux dans les roches non déformées s'accompagnent de fortes hétérogénéités de la composition chimique des phases néoformées, qui se traduisent soit par des variations d'un grain à l'autre d'une même phase dans un site donné (par ex. le pyroxène dans le site du plagioclase en fonction d'éventuels échanges d'ions avec les sites voisins), soit par des zonations des grains dans une couronne (Fig. 2-35).

2. Les zones intensément déformées sont caractérisées par la disparition des microsystemes locaux et l'homogénéisation des compositions chimiques des phases néoformées. Ces deux processus synchrones sont étroitement associés : l'homogénéisation des compositions reflète les modifications de la composition globale d'équilibration, qui est avant tout une extension du volume d'équilibration.

Le discussion précédente est une première approche des processus métamorphiques dans le cas des déformations hétérogènes en termes de processus d'équilibration (Fig. 2-36). D'autres approches sont nécessaires pour évaluer l'importance du transfert de matière entre zones non déformées et zones déformées (Gratier, 1984; Potdevin, 1984; Marquer et al., 1985), les mécanismes physiques de déformation, le rôle des fluides synmétamorphes, ...

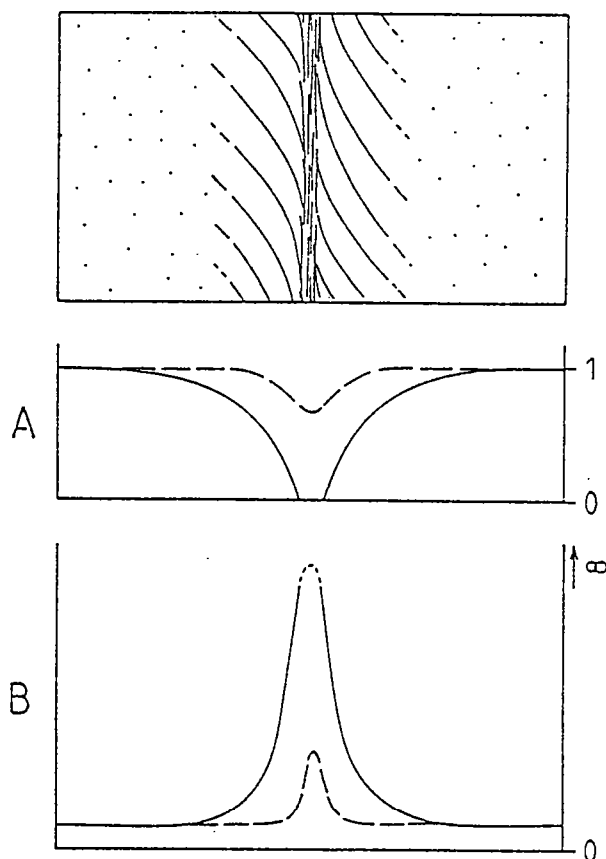


Fig.2-36 - Zones de cisaillement et processus d'équilibration. A : rapport volume des équilibres locaux/volume total du système ; B : distances d'équilibration. Courbe tiretée : étape précoce ; courbe pleine : étape évoluée.

c. Equilibration d'une paragenèse et zonation des minéraux

Les variations de composition des minéraux (la discussion est ici restreinte aux phénomènes de zonation dans les zones déformées, les variations de composition d'un site à l'autre dans les zones non déformées ayant été envisagées antérieurement) sont classiquement interprétées en termes d'adaptation de la composition du minéral aux variations des conditions P-T (zonation de croissance et/ou de diffusion; Tracy, 1982). Deux cas doivent être considérés :

1. Au cours de l'histoire de la déformation (déformation progressive, Ramsay, 1967; Brun et Choukroune, 1981), le volume des zones non déformées diminue progressivement par croissance des "bandes de déformation" (Cobbold, 1977b): il y a passage d'une déformation hétérogène à une déformation homogène. Un tel processus peut être accompagné par:

- . la persistance métastable dans les zones déformées de situations acquises lors d'équilibres locaux dans les zones non déformées (par ex. l'hétérogénéité de composition de certaines phases ou la zonation de certains grains).

- . la persistance métastable de phases "non réactives" dans les zones non déformées, qu'il s'agisse de reliques magmatiques ou de phases d'un épisode métamorphique antérieur (les exemples sont nombreux).

- . une modification de la composition globale d'équilibration par augmentation du volume d'équilibration.

Ce dernier processus a été envisagé pour expliquer les différences de composition entre pyroxènes des zones non déformées et pyroxènes des zones mylonitiques dans les métagabbros éclogitiques (Kienast, 1983; Pognante, 1985) et peut introduire de nombreux biais dans l'interprétation en termes d'histoire P-T des zonations. En voici deux exemples, le premier à l'échelle du grain, le deuxième de la roche.

- * Soit une roche basique dont le plagioclase a été transformé durant les premières étapes de l'histoire de la déformation en un agrégat à pyroxène + zoïsite + quartz. Après disparition des domaines locaux d'équilibration, admettons que le pyroxène stable soit une omphacite $di_{50}-jd_{50}$.

- . si le pyroxène initial (dans les pseudomorphoses de plagioclase) est de composition variable, même si certains grains auront tendance à se résorber et d'autres à croître, il paraît probable que les grains finaux auront des coeurs de composition hétérogène et des bordures de composition semblable: les zonations seront alors qualifiées d'aléatoires et non interprétables.

- . si le pyroxène initial est une jadéite pure, la zonation (diminution des teneurs en jadéite du coeur vers la bordure des grains) sera constante d'un grain à l'autre : elle pourrait, à tort, être utilisée pour démontrer une baisse de pression durant la croissance des pyroxènes.

- * Soit un métagabbro éclogitique où l'homogénéisation de la déformation a eu lieu au même moment que la transition entre les faciès schiste bleu et éclogite. Bien que les assemblages finaux puissent être identiques (le résultat d'une equilibration finale dans les mêmes conditions P-T après la disparition des domaines locaux d'équilibration), l'histoire réactionnelle est fonction de l'histoire de la déformation : la succession des réactions est différente dans les zones initialement non déformées par rapport aux zones initialement déformées. Un cas de ce type a été analysé par Ridley et Dixon (1984), qui ont utilisé à ce sujet le terme de chemin de réaction ("reaction pathway").

2. La variation des conditions intensives du métamorphisme introduit par le jeu des réactions continues une variation progressive de la composition des différentes phases. En supposant absent tout problème d'hétérogénéité de la déformation, les zonations résultent effectivement d'une variation des conditions intensives du métamorphisme.

Les pétrologistes admettent souvent que la vitesse d'équilibration est supérieure à la vitesse de changement des conditions P-T : cette supposition est généralement appropriée lors de l'histoire "prograde" (à température croissante) mais est souvent inadéquate dans le cas des réactions "rétrogrades" (à température décroissante).

Intéressons-nous pour l'instant seulement à l'histoire "prograde" (les réactions "rétrogrades" seront prises en compte en I-2). Les zonations de croissance sont enregistrées (préservées) jusqu'à une température telle que l'efficacité de la diffusion intracristalline permet l'homogénéisation de la composition du minéral (cf. le magnifique exemple de Dempster, 1985).

Dans ce cas, on remarquera que :

- . les zonations peuvent enregistrer une variation des conditions P-T mais aussi d'autres paramètres intensifs (cf. le cas des zonations "oscillatoires" de la glaucophane (Kienast, com. orale), qui paraît être fonction de l'activité de O_2 dans la phase fluide),
- . en supposant que l'évolution réactionnelle de la roche soit une succession d'équilibres partiels, la composition globale d'équilibration varie progressivement durant l'histoire P-T.

d. Le cas des éclogites du Grand Paradis

Admettons que les éclogites du Grand Paradis ne présentent aucune trace de rétro-morphose (comme ceci n'est pas le cas en général, nous verrons quelles conséquences cela a plus loin). Sont-elles équilibrées ou du moins ont-elles été équilibrées ?

La première caractéristique de ces éclogites est l'homogénéité et l'intensité de la déformation finie. Celle-ci ne pouvant être mesurée, aucun marqueur n'étant disponible, cette affirmation repose sur les observations suivantes :

1. A l'intérieur des lentilles éclogitiques (la bordure des boudins, qui est en général amphibolitisée, ne peut être ici prise en compte), aucune variation de la position du plan de foliation ou de la direction de la linéation d'étirement (c'est à dire des directions principales de l'ellipsoïde de déformation finie) n'a pu être notée.

2. Aucune relique antéalpine (texturale et/ou minéralogique) n'y a été identifiée.

La deuxième caractéristique de ces éclogites est l'absence d'équilibres locaux, au moins durant les étapes finales de l'équilibration éclogitique.

Aucune observation en faveur de la persistance métastable d'équilibres locaux n'a pu être notée, à la différence des éclogites des unités océaniques.

La préservation de reliques de foliations antéclogitiques à actinote, glaucophane, zoïsite et calcite (éclogites GPII) ou à glaucophane + zoïsite (éclogites GPIII) sous forme de "schistosité interne" dans le grenat montre l'existence dans ces roches d'une déformation ductile homogène, au moins à l'échelle de l'échantillon, durant la partie "prograde" de l'histoire métamorphique c'est à dire en cours d'équilibration éclogitique.

L'absence d'équilibres locaux dans les éclogites du socle antéalpin pourrait résulter du fait que le métamorphisme éclogitique affecte des roches magmatiques ayant déjà été homogénéisées par les processus métamorphiques antéalpins (dans l'amphibolite faciès).

La troisième caractéristique de ces éclogites est l'existence de zonations de toutes les phases présentes (grenat, pyroxène et zoïsite). En présence d'un litage, celui-ci est de plusieurs ordres de grandeur supérieur à l'échelle à laquelle s'observent les zonations, qui sont par ailleurs indépendantes de la position des grains au sein de chaque niveau. Qu'un litage soit ou non présent, les variations de composition sont toujours cohérentes d'un grain à l'autre : le grenat s'enrichit toujours en Mg, le pyroxène en jadéite et toutes les bordures de grain d'une même phase ont des compositions semblables.

L'existence de ces zonations exclut qu'un équilibre total soit réalisé dans les éclogites étudiées. Comme il pourra être montré que ces zonations sont des zonations de croissance, un modèle d'équilibre partiel paraît adéquat.

En conclusion, les éclogites du Grand Paradis se prêtent à un modèle d'équilibration par équilibres partiels successifs, l'équilibre partiel final étant réalisé dans les conditions P-T du faciès éclogite.

2 - METHODES D'EVALUATION DES HISTOIRES REACTIONNELLES ET DES CONDITIONS P-T

L'estimation des conditions P-T de cristallisation d'une roche métamorphique fait appel à deux méthodes (les équilibres de phases d'une part, les réactions d'échange entre deux phases d'autre part), qui possèdent chacune leurs propres limites.

1. L'analyse des équilibres de phases est avant tout la description de la géométrie d'un ensemble de réactions univariantes dans l'espace P-T, de façon à expliciter les successions possibles d'associations divariantes. En dehors du choix du système d'analyse, cette méthode a une limite majeure : la position des courbes de réaction dans l'espace P-T dépend en effet (i) de l'activité des différentes espèces (H_2O , CO_2 , etc.) dans la phase fluide, lorsque les réactions utilisées sont des réactions de déshydratation, décarbonatation, etc. et (ii) de la composition réelle des phases, puisque la plupart des réactions ne mettent pas en jeu des phases à composition constante mais des phases dont la composition évolue au cours de la réaction (réactions continues di- ou multivariantes). Malgré ces restrictions, l'analyse des relations de phase dans les systèmes $NaCaAlSiOH$ et $CaMgAlSiOH$ s'est avérée être un outil puissant pour éclaircir les problèmes de transition entre faciès.

2. les réactions d'échange entre deux phases sont le fondement des méthodes géothermobarométriques au sens strict du terme. Ces méthodes ont deux types de limites :

. il y a d'une part des limites "internes" qui sont propres à chaque géothermobaromètre. Qu'ils soient calibrés à partir de données expérimentales ou de modèles thermodynamiques, les géothermobaromètres sont basés sur une réaction d'échange entre deux phases. Ni les données expérimentales ni les modèles thermodynamiques ne rendent en général parfaitement compte des propriétés de ces deux phases. Aussi un grand nombre d'auteurs ont-ils discuté la validité des températures calculées en fonction des calibrations utilisées. Ces problèmes seront évoqués cas par cas. Il suffit de dire pour l'instant que, plutôt que comparer les différentes formulations d'un géothermobaromètre, il m'a paru plus judicieux d'utiliser l'une d'elles, en fonction des critiques existantes, afin de mettre en évidence des variations des conditions P-T.

. il y a d'autre part des limites "externes", qui sont communes à l'ensemble des géothermobaromètres. Tous reposent en effet sur une assertion : "dans le système considéré, l'équilibre a été atteint et n'a subi aucune perturbation durant l'histoire postérieure (il a été "gelé")". En admettant que l'équilibre a été réalisé, il importe donc (i) d'évaluer l'effet sur cet équilibre des variations des conditions P-T qu'impose le retour de l'échantillon à la surface de la croûte et (ii) de s'interroger sur le moment de l'histoire P-T où l'équilibre a été enregistré.

a. Détermination des histoires réactionnelles et calcul d'un équilibre réactionnel

Le meilleur argument en faveur d'une histoire réactionnelle est de démontrer la validité des réactions proposées en les équilibrant sur la base des compositions observées. Les méthodes possibles de calcul seront explicitées en annexe: reste à savoir que mettre de chaque côté de la balance. Tel est l'objet de ce paragraphe.

Le problème peut être abordé de deux façons. La première, qui me paraît la plus évidente, s'applique avant tout à l'histoire "rétromorphique" des éclogites. La deuxième est destinée à cerner l'histoire "prograde" de ces éclogites. Chaque cas doit en fait traité comme un cas particulier: la discussion suivante n'a donc valeur que d'indication générale.

Je soulignerai cependant que, dans tous les cas, un grand soin doit être apporté à la construction de la matrice de données. Utiliser les compositions moyennes des bordures des phases réactantes et produites n'a de sens que si la réaction est l'expression d'un processus ayant lieu à ou à proximité de l'équilibre. Dans tous les autres cas, où l'équilibrage réactionnel ne représente que le bilan du transfert de matière lors d'un processus irréversible, il peut être plus judicieux d'utiliser les compositions des différentes phases site par site, en ayant soin d'ouvrir éventuellement le système pour permettre le transfert de cations d'un site à l'autre.

Considérons une roche où est réalisé un équilibre total entre deux phases A et B dans les conditions $P_1 T_1$. Si cette roche est soumise à des conditions $P_2 T_2$, deux types de modifications sont observables :

- . lorsqu'il y a rééquilibration des bordures des phases A et B sans néoformation (Fig. 2-37A), l'équilibre $A_1 + B_1 = A_2 + B_2$ doit être réalisé,
- . lorsque la rééquilibration s'accompagne de néoformations (par ex. la phase C) (Fig. 2-37B), les équilibres de type $A_1 + B_1 = A_2 + B_2 + C$ ne sont pas nécessairement valides.

Ce dernier point est facilement compréhensible. La croissance de la phase C nécessite la dissolution de l'une ou des deux phases A et B, ne serait-ce que pour justifier le volume à l'intérieur duquel la phase C croît. Il y a en conséquence compétition entre vitesse de dissolution des phases A et B et vitesse de diffusion dans les phases A et B. Si la diffusion est plus rapide (ou de même vitesse relative) que la dissolution, les bordures des phases A et B sont à l'équilibre avec la phase C : l'équation $A_1 + B_1 = A_2 + B_2 + C$ est correcte. Si la diffusion est plus lente que la dissolution, les bordures des phases A et B, même si leur composition est modifiée, ne sont pas à l'équilibre avec la phase C : une approche réaliste peut alors être l'équation $A_1 + B_1 = C$, qui exprime le bilan d'un transfert de matière lors d'un processus irréversible.

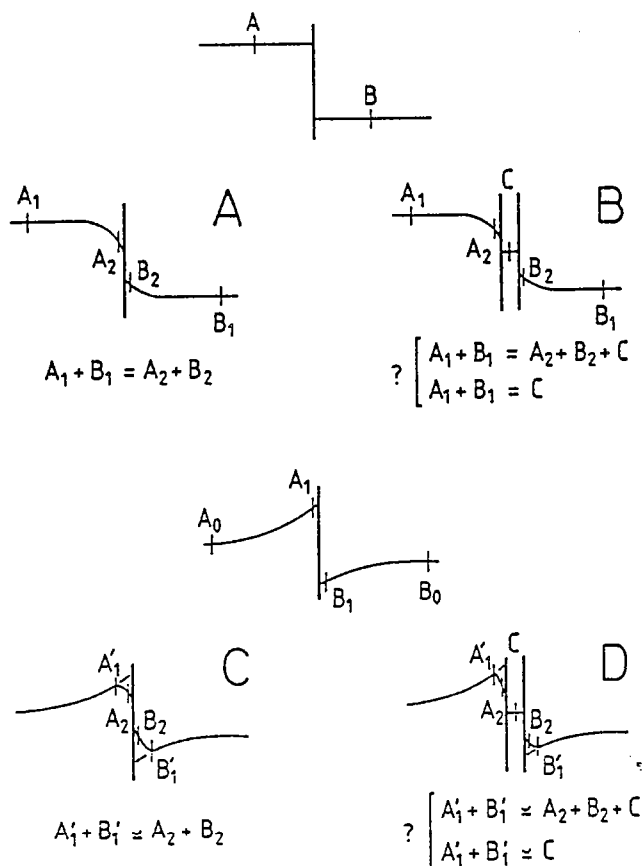


Fig.2-37 - Equilibres et réactions. Explications dans le texte.

La discussion précédente peut être complétée en considérant le cas où un équilibre partiel est réalisé entre les deux phases A et B dans les conditions $P_0 T_0$ (Fig. 2-37C et D). Le problème n'est pas fondamentalement différent du précédent, à ceci près que les compositions utilisées pour les équilibrages réactionnels (A'_1 et B'_1) ne constituent qu'une approche des compositions réelles (A_1 et B_1) en fin de croissance.

Considérons une roche où la paragenèse finale comprend deux phases A et B entre lesquelles est réalisé un équilibre partiel : les deux phases préservent une zonation de croissance et contiennent des inclusions de même nature et de composition différente (A' et B') ou de nature différente (C, D). Quelles réactions contrôlent la croissance et la composition des deux phases A et B ?

En supposant que l'histoire réactionnelle soit une succession d'équilibres partiels et que toutes les phases ayant participé à cette histoire soient observables, plusieurs scénarios peuvent être testés.

Le plus simple est de supposer que les coeurs des deux phases A et B (de composition A' et B') sont apparus simultanément. Dans ce cas, la réaction $C + D = A' + B'$ est nécessairement vérifiée. Il n'en est pas de même de la réaction $C + D = A + B$ car (i) l'une des deux phases C et D peut avoir été épuisée avant la fin de la croissance des phases A et B, d'autres réactions ayant pris le relais et (ii) une succession d'équilibres partiels entraîne un déplacement de la composition globale d'équilibration, de telle sorte que la différence de composition entre coeurs (A' et B') et bordures (A et B) est une mesure de la variation des paramètres intensifs $P-T$ via l'évolution de la composition globale d'équilibration (Fig. 2-38).

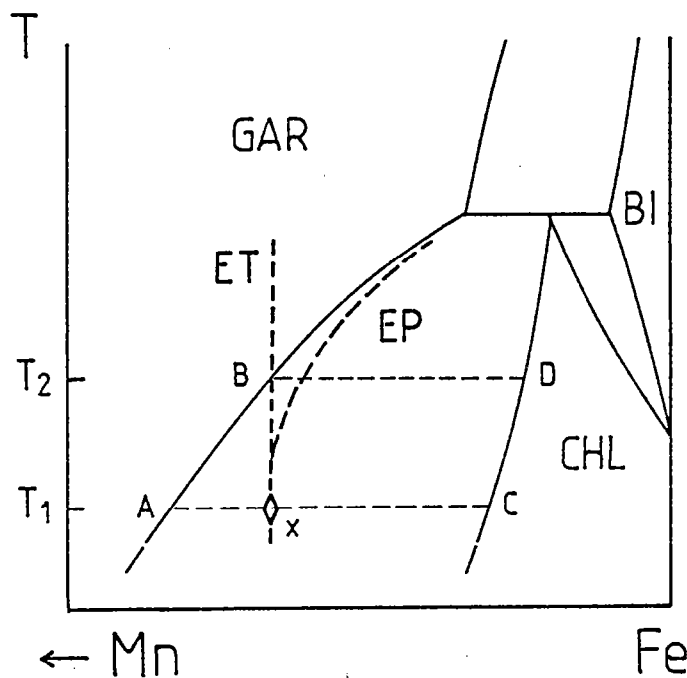


Fig.2-38 - Equilibre total (ET) et équilibre partiel (EP). Explications dans le texte.

Un bref commentaire de la figure 2-38 permettra d'expliciter cette notion. Cette figure représente un modèle de croissance du grenat à partir de la chlorite suivant une réaction du type chlorite + quartz = grenat + H_2O . La croissance du grenat débute à la température T_1 : à cet instant, (i) la composition globale du système est x et (ii) sont à l'équilibre un grenat de composition A et une chlorite de composition C.

1. Dans un modèle d'équilibre total (ET), la composition globale d'équilibration ne varie pas : il s'agit toujours de la composition de la roche. A la température T_2 , la chlorite qui a alors la composition D, disparaît totalement et le grenat, homogène, de composition B, cesse sa croissance.

2. Dans un modèle d'équilibre partiel (EP), la composition globale d'équilibration change au fur et à mesure que le grenat se développe : de la composition de la roche doivent être retirés les coeurs des grains de grenat, de telle sorte que la composition globale d'équilibration s'appauvrit en manganèse. A la température T_2 coexistent un grenat zoné, avec un coeur de composition A et une bordure de composition B, celle-ci étant à l'équilibre avec une chlorite de composition D. La chlorite ne disparaît pas et la croissance du grenat se poursuit après T_2 .

En conclusion, les différences de processus d'équilibration se traduisent par l'homogénéité ou la zonation du grenat : la zonation ne mesure pas seulement les variations de température mais aussi le changement de composition globale d'équilibration durant la croissance du grenat.

b. Signification des géothermobaromètres

Un géothermobaromètre idéal est réalisé lorsque les deux phases entre lesquelles a lieu l'échange des deux cations sont homogènes (non zonées). Tel n'est pas le cas des éclogites du Grand Paradis: tel est d'ailleurs rarement le cas.

Supposons que la fin de la croissance des deux phases ait eu lieu dans les conditions $P_0 T_0$ et que, à cet instant t_0 , les deux phases soient homogènes. Deux problèmes se posent:

- . le K_D représente-t-il la température maximale à laquelle le système a été soumis au cours de son histoire P-T ?

- . si le système est soumis à des variations des conditions P-T (ceci est nécessaire ne serait-ce que pour que nous puissions observer ces roches à la surface de la croûte), quelles modifications cela entraîne-t-il sur le K_D ?

La réponse à ces questions tient à une analyse des processus en jeu. Lors de l'évolution "rétrograde", les deux phases peuvent (i) ou réagir de telle sorte qu'une nouvelle paragenèse apparait, à l'équilibre avec les nouvelles conditions P-T, (ii) ou réajuster leur composition (rééquilibration des bordures). Un traitement numérique de ce dernier point (Lasaga et al., 1977; Lasaga, 1983) a montré que :

- . les coeurs homogènes des phases zonées ne reflètent pas nécessairement les conditions $P_0 T_0$,
- . la pertinence d'un géothermobaromètre dépend avant tout du matériel où la diffusion est, dans le domaine considéré de température, la plus lente.

Une attention particulière doit être portée dans deux cas.

A la fin de leur croissance, deux phases ne sont pas nécessairement homogènes: elles peuvent en particulier préserver une zonation de croissance. Tel est le cas des éclogites du Grand Paradis. En l'absence de rééquilibration des bordures, le K_D représente probablement dans la plupart des cas la température maximale à laquelle la roche a été soumise. Si les bordures sont rééquilibrées, la température maximale ne peut être approchée que par défaut.

La rééquilibration des bordures peut s'accompagner de néoformations, que les phases aient été initialement homogènes ou zonées. Nous avons vu antérieurement à quelle condition un équilibre peut être réalisé, auquel cas un géothermobaromètre entre les deux phases A et C (ou B et C) fournira la température d'équilibration lors de la croissance de la phase C.

c. Un témoin à charge de la vie des éclogites : le grenat

Dans les éclogites du Grand Paradis, le grenat présente trois caractéristiques majeures :

- . durant la déformation ductile des éclogites, il a un comportement fragile : il ne se déforme pas ou se fracture,
- . il contient des inclusions de phases non matricielles ("progrades"): lorsque les phases en inclusions existent dans la matrice, leur composition est différente,
- . il est zoné.

Ces caractéristiques ne sont pas indépendantes. Sachant que les vitesses de diffusion intracristalline dans le grenat sont faibles, il est nécessaire d'atteindre des températures élevées pour homogénéiser les grains: ceci n'est pas observé avant la zone de la staurotide (par ex. Dempster, 1985) c'est à dire des températures de l'ordre de 600°C. Ces températures n'ayant pas été atteintes dans le Grand Paradis, plusieurs conséquences sont attendues:

- . la zonation de croissance du grenat est préservée et les rééquilibrations aux bordures des grains sont nulles ou faibles,
- . l'histoire prograde peut être partiellement déchiffrée grâce à la nature et à la composition des inclusions que le grenat contient en grand nombre au coeur,
- . l'échange $(\text{FeMg}_{-1})_{\text{grenat}} = (\text{FeMg}_{-1})_{\text{pyroxène}}$ peut être utilisé en tant que géothermomètre. La bordure du grenat, à l'équilibre avec le pyroxène matriciel, fournira une estimation de la température maximale ayant été subie par la roche durant l'histoire HP. Les inclusions de pyroxène au coeur des grains permettront d'estimer les températures durant la croissance du grenat,
- . durant l'histoire rétrograde, les processus de dissolution du grenat seront probablement plus efficaces que la rééquilibration des bordures des grains.

III.2 - HISTOIRE PROGRADE ET EQUILIBRATION ECLOGITIQUE

1 - LA TRANSITION ENTRE LES FACIES SCHISTE BLEU ET ECLOGITE : UN RAPPEL DE DONNEES DE BASE

La distinction des faciès schiste bleu et éclogite est due à Eskola (1920) : par définition, les roches de composition basaltique contiennent de la glaucophane en faciès schiste bleu et l'association grenat + omphacite en faciès éclogite (Miyashiro, 1973). L'étude de la transition entre ces deux faciès a été obscurcie de longues années durant par une grande confusion sur la signification des éclogites, problème sur lequel je reviendrai dans le chapitre IV.

Les bases de l'analyse de la transition entre les faciès schiste bleu et éclogite sont cependant simples : l'objet de ce paragraphe est de rappeler quelques données de base.

a. Relations de phase dans le système NaCaAlSiOH.

L'une des clés de la compréhension des domaines de HP/BT est l'analyse des relations entre quartz, disthène, albite, jadéite, paragonite, lawsonite, margarite et zoïsite dans le système $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (Fig. 2-39 et 2-40).

La construction de la figure 2-40 repose sur (i) l'analyse théorique du système, qui est en fait une simple extension du schéma originel de Heinrich et Althaus (1980) et (ii) l'existence de calibrations expérimentales de certaines réactions (Fig. 2-39). Les pentes des courbes de réaction ont donc été déterminées soit par les données expérimentales (courbes en trait épais), soit par l'application de la règle des phases (méthode de Schreinemakers) (courbes en trait fin). L'incertitude majeure réside dans la position du point invariant (ky, jd), qui a été arbitrairement placé aux environs de 5 kb, 350°C.

La seule incompatibilité entre l'analyse théorique et les données expérimentales concerne la pente de la courbe lawsonite + jadéite = paragonite + zoïsite + quartz. La position du point invariant (ab,ma) est fixée par l'intersection des courbes paragonite = jadéite + disthène et lawsonite = zoïsite + disthène + quartz, la position du point invariant (ky, ma) par l'intersection des courbes albite = jadéite + quartz et lawsonite + albite = paragonite + zoïsite + quartz : la pente de la courbe lawsonite + jadéite = paragonite + zoïsite + quartz est donc déterminée. Les données expérimentales de Heinrich et Althaus (1980) à 15 kbar indiquent que la réaction a lieu à $475 \pm 15^\circ\text{C}$ alors qu'elle est située à environ 500°C sur la grille P-T.

La figure 2-40, comme toutes les analyses de ce type, suppose en fait l'existence de réactions univariantes entre pôles purs à $\text{PH}_2\text{O} = \text{P}_{\text{totale}}$. Si $a(\text{H}_2\text{O}) < 1$, la position des courbes des réactions de déshydratation est changée : en particulier, le déplacement du point invariant (ky,ma) a lieu le long de la courbe albite = jadéite + quartz, dont la position est indépendante de $a(\text{H}_2\text{O})$, vers les basses températures. Une extension du champ de stabilité de l'association paragonite + zoïsite + quartz est donc prévisible lorsque $a(\text{H}_2\text{O}) < 1$.

Lorsque les phases réactantes ne sont pas des pôles purs, la position des courbes de réaction dans l'espace P-T est changée. Des discussions spécifiques ont été consacrées à trois réactions importantes :

1. albite = jadéite + quartz

La coexistence de plagioclase, omphacite et quartz est l'une des bases de la géobarométrie des domaines de HP/BT : à pression croissante, l'omphacite s'enrichit en jadéite (Kushiro, 1969; Holland, 1980).

2. paragonite = jadéite + disthène

Holland (1979b) a montré que la coexistence de paragonite, omphacite et disthène peut être utilisée comme baromètre : diminuer la teneur en jadéite de l'omphacite équivaut à diminuer la pression à laquelle l'assemblage paragonite + omphacite + disthène est stable.

3. margarite + quartz = zoïsité + disthène

La margarite contient en fait dans la plupart des cas une proportion non négligeable de paragonite en solution solide (Frey et al., 1982). Jenkins (1984) a montré que l'incorporation de paragonite dans la margarite ne change pas significativement la pente de la réaction mais étend le champ de stabilité de l'association margarite + quartz vers les hautes pressions.

	quartz	disthène	albite	jadeite	paragonite	lawsonite	zoisite	margarite	H ₂ O
Si	1	1	3	2	3	2	3	2	
Al		2	1	1	3	2	3	4	
Ca						1	2	1	
Na			1	1	1				
H					2	4	1	2	2

■ (ab,ma,law,zo,qz)	1			1	-1				1
■ (ab,ma,ky)	1				-1	1	-4	2	6
■ (ab,ma,pa,jd)	1	1					-4	2	7
■ (ky,ma,pa,zo,law)	1		-1	1					
(ky,ma,qz)			1	-2	1	-4	2		12
■ (ky,ma,jd)	2		-1		1	-4	2		6
(ab,jd,pa,qz)		2				-3	2	-1	6
(ab,jd,pa,zo)	1	-1				-1		1	1
(ab,jd,pa,ky)	2					-5	2	1	8
■ (ab,jd,pa,law)	-3	5					2	-4	3
(ky,jd,qz,zo)			1		-1	-1		1	2
(ky,jd,law)	-2		5		-5		-2	4	2

■ données expérimentales

Fig.2.39 - Le système Na Ca Al Si O H : phases et réactions.

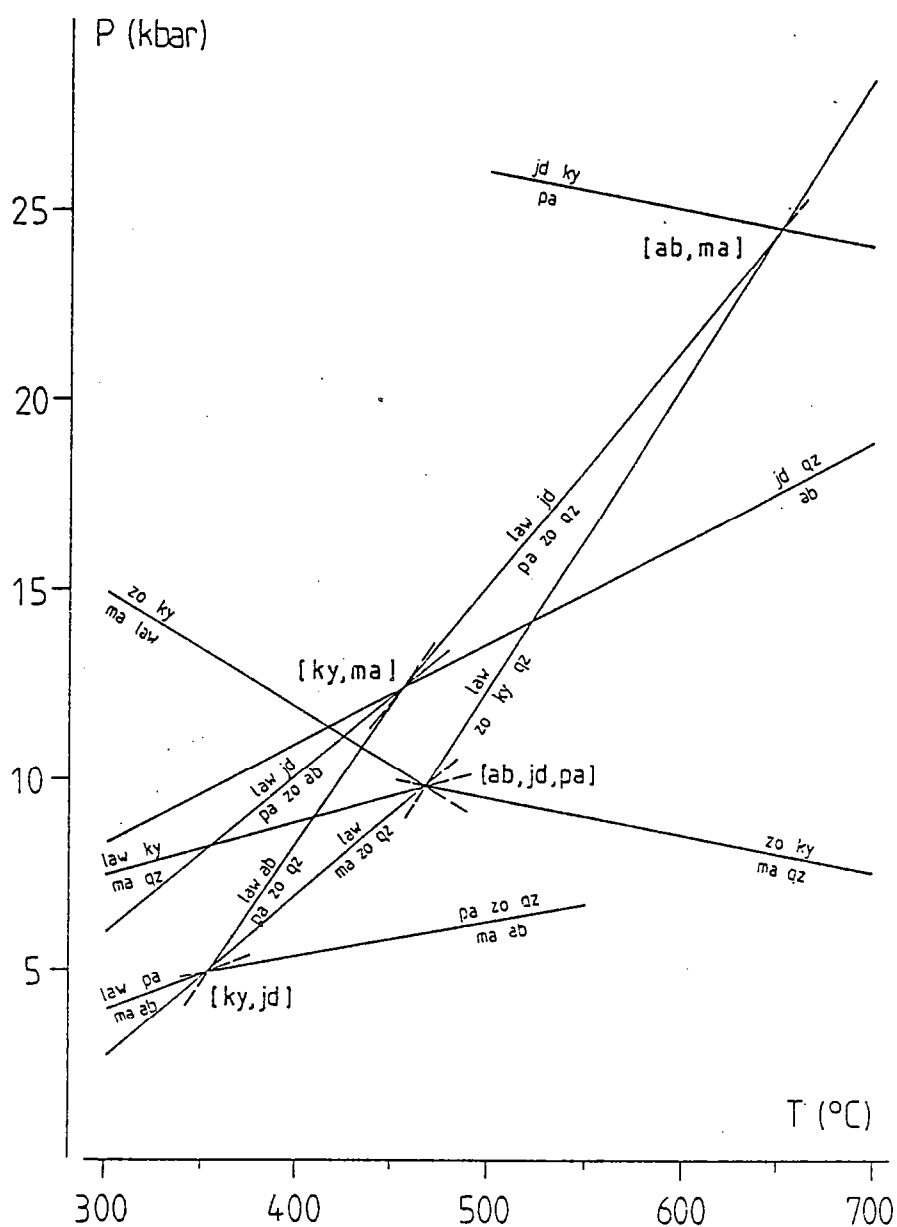


Fig.2-40 - Relations de phase dans le système Na Ca Al Si O H.

Quelles que soient les limites du système, celui-ci permet deux conclusions.

D'une part, les associations lawsonite + albite et lawsonite + jadéite, qui s'observent à BT, laissent la place à HT à l'association paragonite + zoïsite + quartz: la co-existence de lawsonite (en l'absence d'albite et de jadéite) et de paragonite + zoïsite + quartz ne peut être observée que dans un domaine restreint, qui n'excède pas 50°C à une pression donnée.

D'autre part, les associations margarite + quartz et margarite + albite sont stables dans un large domaine de température à BP, margarite + quartz disparaissent à plus haute pression que margarite + albite.

b. Domaine de stabilité de la glaucophane

La glaucophane $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ est présent dans des roches de composition variée (métabasites, métapélites, marbres...) des domaines de HP. Aussi la détermination de ses conditions de stabilité revêt-elle un intérêt particulier, d'autant plus que sa présence dans les métabasites définit, au moins en première approximation, le faciès schiste bleu.

Les déterminations expérimentales du champ de stabilité de la glaucophane ont débuté avec les travaux d'Ernst (1961, 1963) et, bien qu'ils aient été poursuivis par de nombreux auteurs, ont abouti à une impasse notable. Les difficultés sont doubles :

- * certains expérimentalistes (Carman et Gilbert, 1983) admettent que les amphiboles synthétisées ont la composition de la glaucophane alors que d'autres (Maresch, 1977; Koons, 1982) soulignent que les amphiboles synthétisées s'écartent de façon significative du pôle glaucophane. Les difficultés de caractérisation des amphiboles lors des synthèses ont été discutées par Maresch et Czank (1983), auxquels je renvoie pour plus de détails.

Cette situation conduit les auteurs à présenter des diagrammes P-T où le champ de stabilité de la glaucophane est limité par des courbes univariantes (Carman et Gilbert, 1983) ou, au contraire, à proposer dans l'espace P-T soit "un champ maximal de stabilité d'une glaucophane naturelle" (Maresch, 1977) soit "des domaines de stabilité d'assemblages à amphibole" (Koons, 1982).

- * Pour résoudre ce problème, plusieurs hypothèses ont été proposées. Pour Thompson (1981), la synthèse de glaucophane est impossible dans un système de même composition globale en présence de quartz et d'albite. Pour Koons (1982 a et b), la glaucophane n'est stable que dans des systèmes sous-saturés en H_2O .

Des études théoriques sur la stabilité des associations à glaucophane seraient possibles si les paramètres thermodynamiques en étaient connus. Ceux-ci ne peuvent être calculés à partir des données expérimentales. Bien que ces paramètres puissent être estimés par des méthodes empiriques (Chen, 1975; Helgeson et al., 1978; Perchuk et Aranovitch, 1980; Koons, 1982) ou calculés à partir de mesures calorimétriques (Likhoydov et al., 1982), leur utilisation pour le calcul d'équilibres auxquels participe la glaucophane est sujet à caution.

Devant l'absence de données expérimentales, les observations naturelles peuvent-elles contraindre le champ de stabilité de la glaucophane ?

L'association glaucophane-chloritoïde est fréquente dans les Alpes occidentales (Kienast et Triboulet, 1972; Kienast, Lattard et Liebaux, 1973; Chopin, 1979, 1981; Kienast et Hy, 1984) alors que la coexistence de glaucophane et de staurotide n'y a jamais été observée. Sachant que le chloritoïde cède la place à Ht au staurotide et bien que les relations à HP entre ces deux phases restent à établir (une brève discussion en est faite par Chopin, 1985, p.25), il devrait être possible d'utiliser l'association glaucophane-chloritoïde pour définir la limite thermique supérieure de la glaucophane.

La glaucophane est observable dans des roches à grenat-pyroxène (éclogites, micaschistes). La détermination des conditions P-T de cristallisation de ces roches a fourni des valeurs maximales de l'ordre de 600°C à 16-18 kbar (Koons, 1982b, Hy, 1984) ou même 620°C à 19.5 kbar (Holland, 1979a).

En conclusion, le "champ maximal de stabilité d'une glaucophane naturelle" de Maresch (1977), bien qu'utilisé par de nombreux pétrologistes, est une approximation non contraignante, au moins au regard de la limite thermique supérieure de stabilité de la glaucophane, qui pourrait atteindre 600°C entre 15 et 20kbar.

c. Conclusion

Une comparaison des relations de phases dans le système $\text{NaCaAlSi}_3\text{O}_8$ et du champ de stabilité de la glaucophane (Maresch, 1977) met en évidence, à température croissante, 3 domaines majeurs (Fig. 2-41):

- . le premier est caractérisé par la costabilité de la glaucophane et des associations lawsonite + albite et lawsonite + jadéite : c'est le faciès schiste bleu de BT (Kienast, 1983) ou de bas grade (Chopin, 1984).
- . le deuxième est défini par la costabilité de la glaucophane et de l'association paragonite + zoïsite + quartz : c'est le faciès schiste bleu de HT (Kienast, 1983) ou de haut grade (Chopin, 1984).
- . dans le troisième, l'association paragonite + zoïsite + quartz est seule observée (la glaucophane n'est plus stable).

Les éclogites des Alpes occidentales appartiennent classiquement au faciès schiste bleu de HT (Caby et al., 1978). Le massif du Grand Paradis ne fait pas exception, bien que la paragenèse grenat + omphacite + glaucophane + paragonite + zoïsite + quartz n'y ait pas été observée. Ce dernier point mérite une brève explication.

La figure 2-41 est en fait une superposition de deux systèmes ($\text{NaCaAlSi}_3\text{O}_8$ et $\text{NaMgAlSi}_3\text{O}_8$), les interactions possibles entre ces deux systèmes n'ayant pas été envisagées. Comme les éclogites ne peuvent être réduites à aucun de ces deux systèmes, les paragenèses observées dépendent de la composition chimique des roches étudiées. Dans les conditions P-T du faciès schiste bleu de HT, les possibilités suivantes doivent être prises en compte :

- . dans une roche donnée, la paragenèse grenat + omphacite + glaucophane + paragonite + zoïsite + quartz peut être stable : bien qu'absente dans les éclogites du Grand Paradis, cette paragenèse est observée par exemple dans les métagabbros ferro-titanés des unités océaniques.
- . des roches de composition différente dont l'équilibration a eu lieu dans les mêmes conditions P-T peuvent présenter les unes une paragenèse à glaucophane (par exemple éclogites GPI), les autres une paragenèse à paragonite + zoïsite + quartz (par exemple éclogites GPIII).
- . dans une même roche, la paragenèse finale peut comprendre l'association paragonite + zoïsite + quartz, la glaucophane ayant participé à des équilibres précoces (par exemple éclogites GPII) : une réaction continue du type glaucophane + zoïsite = grenat + omphacite + paragonite + quartz peut avoir épuisé la glaucophane dans la matrice, celle-ci n'étant plus observée qu'en inclusion au cœur du grenat.

Les conditions du métamorphisme éclogitique dans le massif du Grand Paradis peuvent donc être discutées brièvement (Fig. 2-41). En supposant $a(\text{H}_2\text{O})=1$, 3 contraintes sont utilisables:

- . la costabilité de la glaucophane et de l'association paragonite + zoïsite + quartz implique des conditions maximales telles que $P \leq 18\text{kbar}$ et $T \leq 550^\circ\text{C}$ (ou, au regard des incertitudes sur le champ de stabilité de la glaucophane, $P \leq 20\text{kbar}$ et $T \leq 600^\circ\text{C}$),

- l'association paragonite + omphacite (jd_{50}), en l'absence de disthène, impose une limite supérieure en pression de l'ordre de 20kbar à 550°C.
- l'association omphacite (jd_{50}) + quartz définit, en l'absence d'albite, une limite inférieure en pression de l'ordre de 10kbar à 400°C à 14kbar à 600°C.

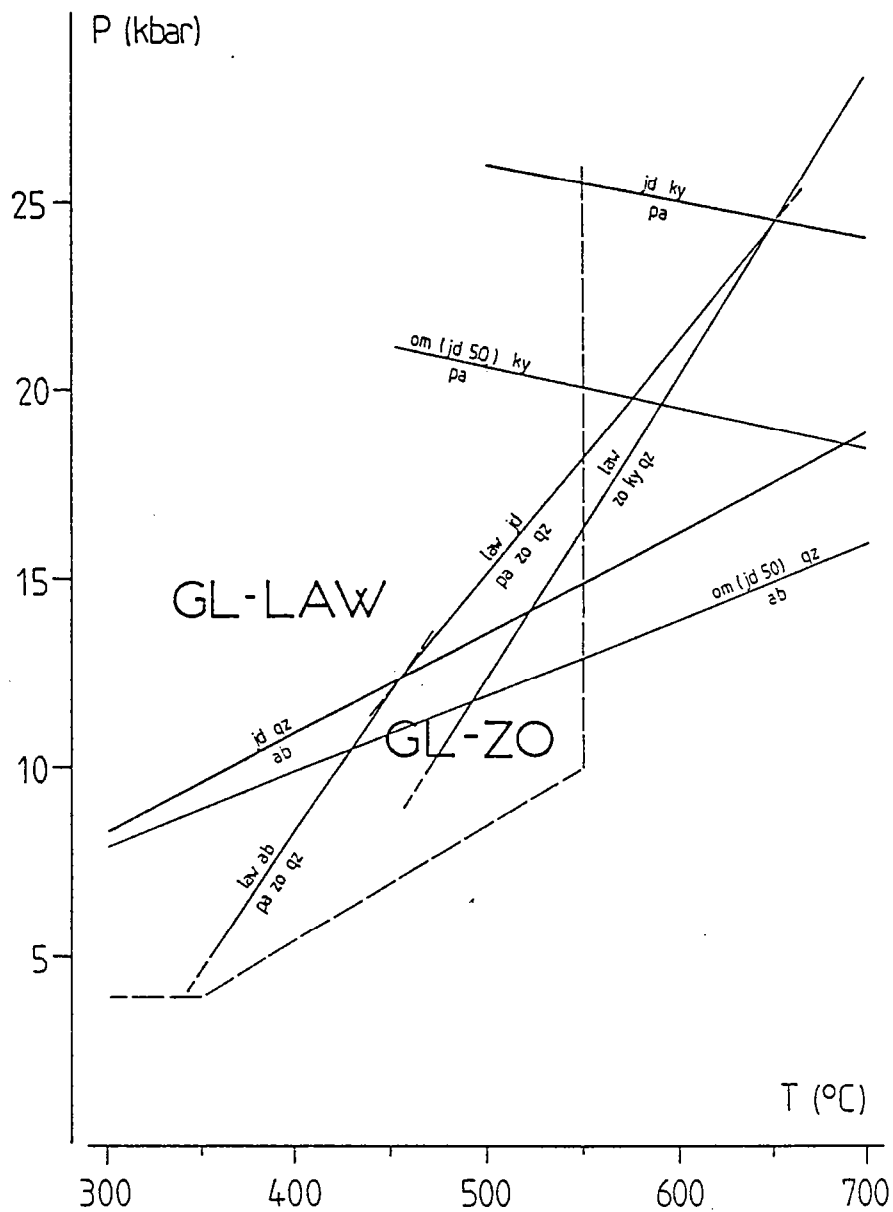


Fig.2-4) - Les notions de faciès schiste bleu de bas grade (à glaucophane-lawsonite) et de haut grade (à glaucophane-zoisite). Limite de stabilité de la glaucophane (gl^+) d'après Maresch (1977).

2 - RELATIONS DE PHASES DANS LES ECLOGITES

a. Inventaire et discussion des paragenèses observées

La figure 2-42 résume les paragenèses observées dans les trois types d'éclogites du massif du Grand Paradis : ont été distinguées entre parenthèses les phases qui, ayant participé aux équilibres progrades, ne sont plus actuellement observables que sous forme d'inclusions, dans le grenat en particulier.

Les paragenèses observées dépendent de la composition chimique de la roche étudiée. Deux types principaux d'éclogites peuvent être distingués :

- . pour des compositions ferromagnésiennes, la glaucophane est à l'équilibre avec grenat et omphacite (éclogites GPI) : dans ces éclogites, la zoïsite, lorsqu'elle est présente, est une phase prograde et la phase titanée synéclogitique est le rutile.
- . pour des compositions calciques, la zoïsite est à l'équilibre avec grenat et omphacite (éclogites GPII, niveaux clairs) : dans ces éclogites, l'amphibole (actinote et/ou glaucophane) est une phase prograde et la phase titanée synéclogitique est le sphène.

		grenat	omphacite	actinote	glaucophane	zoïsite	paragonite	phengite	calcite	dolomite	quartz	rutile	sphène	sulfure	apatite
GP I	BAR' 14 et 16	+	+		+			+			+	(+)	+	+	
	BAR' 15 a	+	+		+						+	+		+	
	b	+		+							+	+			
	c	+	+		+						+	+		+	
	BAR' 17	+	+		+	(+)							+		
GP II	BAR' 11	+	+	(+)	(+)	+			(+)				+	+	+
	niveaux clairs	+	+	(+)									+	+	+
	niveaux sombres	+	+								+		+		+
	niveaux micacés	+	+			+		+			+		+		+
GP III	ARO 2 et 3	+	+	(+)	(+)	+	+			+	(+)	(+)	+	+	

Fig.2-42 - Paragenèses éclogitiques des 3 groupes d'éclogites du Grand Paradis. Les phases entre parenthèses appartiennent à l'histoire prograde (ne sont observées qu'en inclusion dans le grenat).

Ces différences apparaissent clairement dans un diagramme ACF (Figure 2-43A). Une telle conclusion avait déjà été mise en évidence par Koons (1982b) pour les écloïtes de la zone Sesia-Lanzo.

L'incompatibilité des deux associations grenat + omphacite + glaucophane et grenat + actinote (écloïtes GPI, échantillon BAR'15) apparaît clairement dans le même diagramme (Figure 2-43B).

Il faut néanmoins se garder de tout schématisme: le diagramme ACF étant "invalide" (Greenwood, 1975a). Pour pouvoir effectuer une projection dans le plan $Al_2O_3 - CaO - (FeO + MgO)$, il faut que le quartz, la paragonite et H_2O soient en excès, conditions non réalisées dans les écloïtes GPI et GPII. Même si cela est le cas, des associations à 4 phases (par exemple grenat + omphacite + zoïsite + dolomite dans les écloïtes GPIII ou grenat + omphacite + glaucophane + zoïsite et grenat + omphacite + glaucophane + actinote dans les écloïtes des unités océaniques) ne sont pas univariantes: elles paraissent l'être dans un diagramme ACF car les rôles de FeO et MgO ne sont pas distingués, chacun étant en général un constituant inerte indépendant (Korzhinskii, 1959).

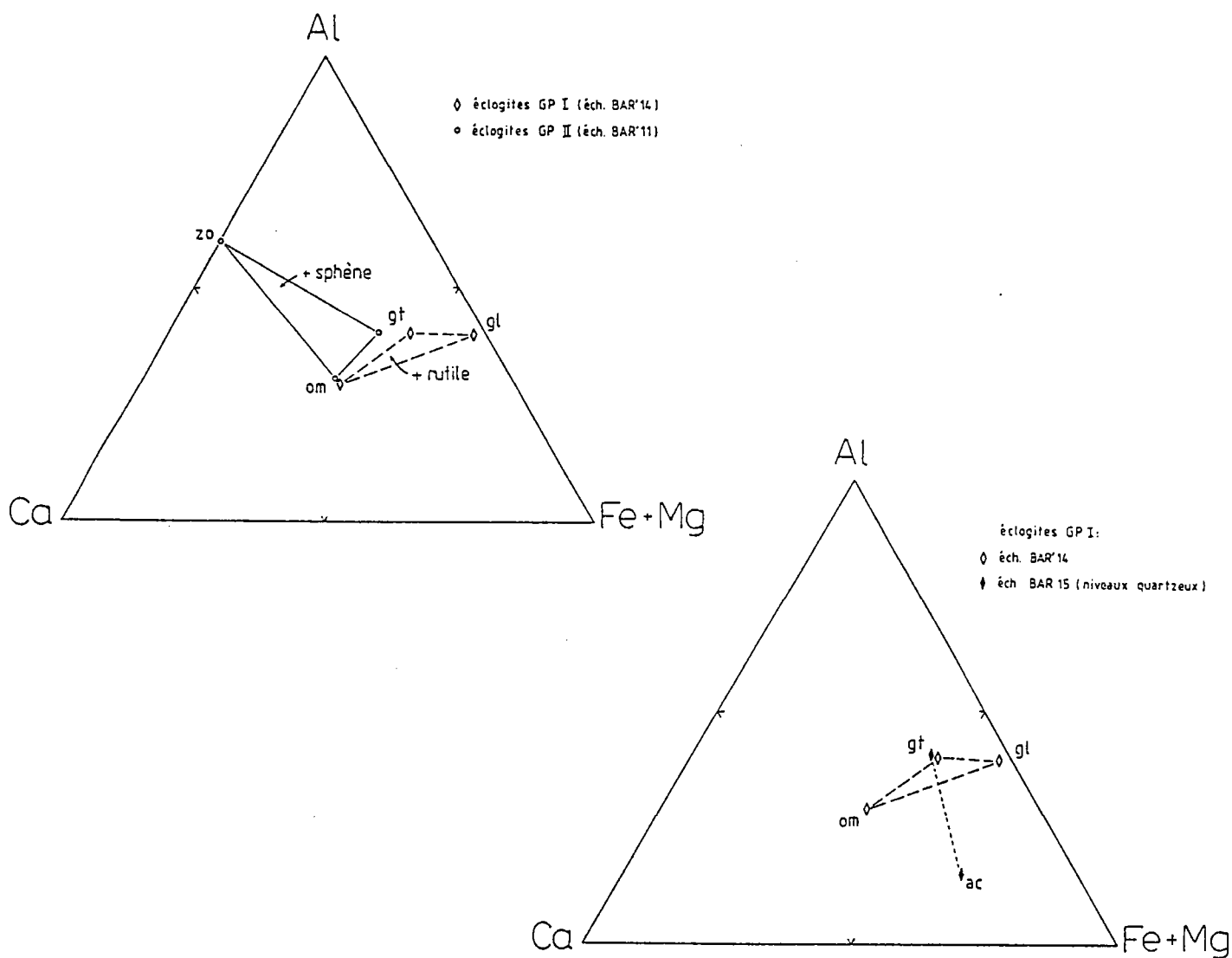


Fig.2-43 - Représentation "invalide" des associations des écloïtes GPI et GPII dans le diagramme ACF.

Les paragenèses observées ne se réduisent jamais à une association de phases anhydres (grenat + omphacite + quartz par exemple).

Comme au moins 1 phase hydratée est présente, dont la nature (amphibole ou zoïsite) varie suivant la composition de la roche, il s'ensuit que l'activité du constituant H_2O dans la phase fluide est non nulle.

Comme la nature de la phase titanée est différente dans les deux types d'éclogites (rutil ou sphène), il est probable que les processus de tamponnage contrôlent l'activité des différentes espèces dans la phase fluide : il n'est donc pas possible de supposer, comme dans le diagramme ACF, H_2O en excès ou $a(H_2O) = \text{constante}$.

Les éclogites du massif du Grand Paradis permettent d'étudier les modalités de la transition entre les faciès schiste bleu et éclogite pour des compositions différentes, qui impliquent différentes histoires réactionnelles.

Une réaction continue du type amphibole + zoïsite = grenat + omphacite explique la majeure partie des observations texturales :

- . dans les éclogites GPI, la zoïsite disparaît : la glaucophane en excès fait partie de l'assemblage final,
- . dans les éclogites GPII, au moins dans les niveaux clairs, actinote et glaucophane disparaissent : la zoïsite en excès participe à l'équilibre final,
- . dans les éclogites GPIII, la glaucophane disparaît, la zoïsite étant présente dans la paragenèse finale.

b. Histoire réactionnelle des éclogites du Grand Paradis

Une analyse complète des relations de phase lors de la transition entre les faciès schiste bleu et éclogite a été effectuée par Koons (1982b) et Kienast (1983). Ces deux auteurs ont étudié le système $Na_2O-CaO-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (NCMASH) (Fig. 2-44), en supposant le quartz et H_2O en excès et en projetant soit à partir de la zoïsite (Koons, 1982b), soit à partir de la paragonite (Kienast, 1983).

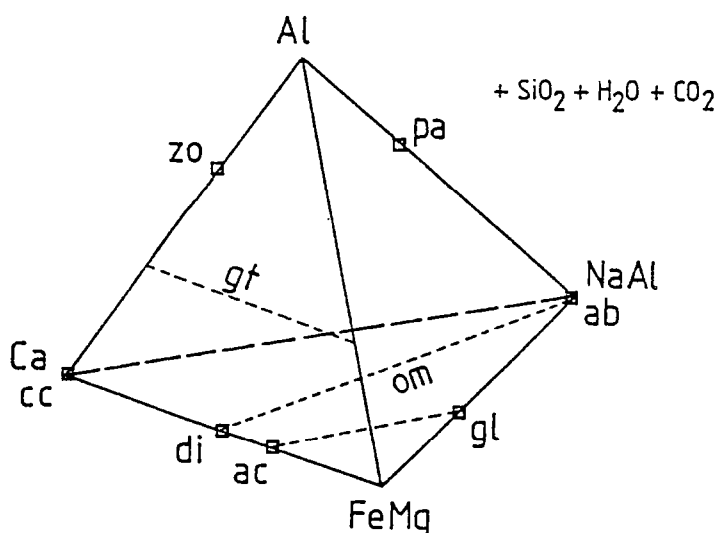


Fig.2-44 - Représentation graphique du système Na Ca Al (Fe + Mg) Si O H.

Dans le système NCMASH, l'apparition des éclogites, c'est à dire du joint grenat - omphacite, est contrôlée par la réaction univariante glaucophane + zoïsite = grenat + omphacite + paragonite + quartz + H_2O (Figure 2-45). La pente de cette réaction diffère suivant les auteurs:

- . positive et forte pour Koons (1982b) avec glaucophane + zoïsite du côté HP-BT et grenat + omphacite + paragonite + quartz du côté BP-HT,
- . négative et forte pour Kienast (1983) avec glaucophane + zoïsite du côté BP-BT et grenat + omphacite + paragonite + quartz du côté HP-HT,
- . infinie (verticale) pour Ridley (1984) avec glaucophane + zoïsite du côté BT et grenat + omphacite + paragonite + quartz du côté HT.

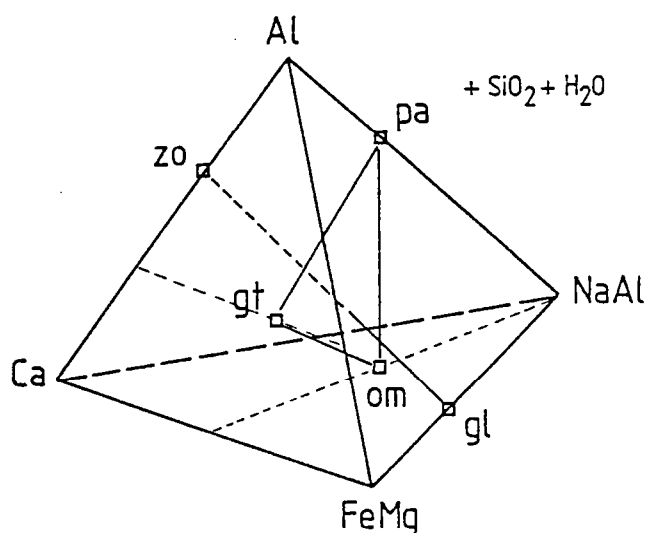


Fig.2-45 - Représentation graphique de la réaction glaucophane + zoisite = grenat + omphacite dans le système Na Ca Al (Fe + Mg) Si O H.

Les réactions divariantes qui se déduisent de la réaction univariante dans le même système (en retirant une phase par réaction) ont été étudiées par ces auteurs (Fig. 2-46) :

- . Koons (1982b) a montré que le déplacement de la composition du grenat suivant le vecteur d'échange $MgCa_{-1}$ et de la glaucophane et de l'omphacite suivant $NaAlCa_{-1}Mg_{-1}$ augmente lorsque la pression augmente,
- . Kienast (1983) et Ridley (1984) ont mis en évidence une augmentation de la substitution $MgFe_{-1}$ lorsque la température augmente.

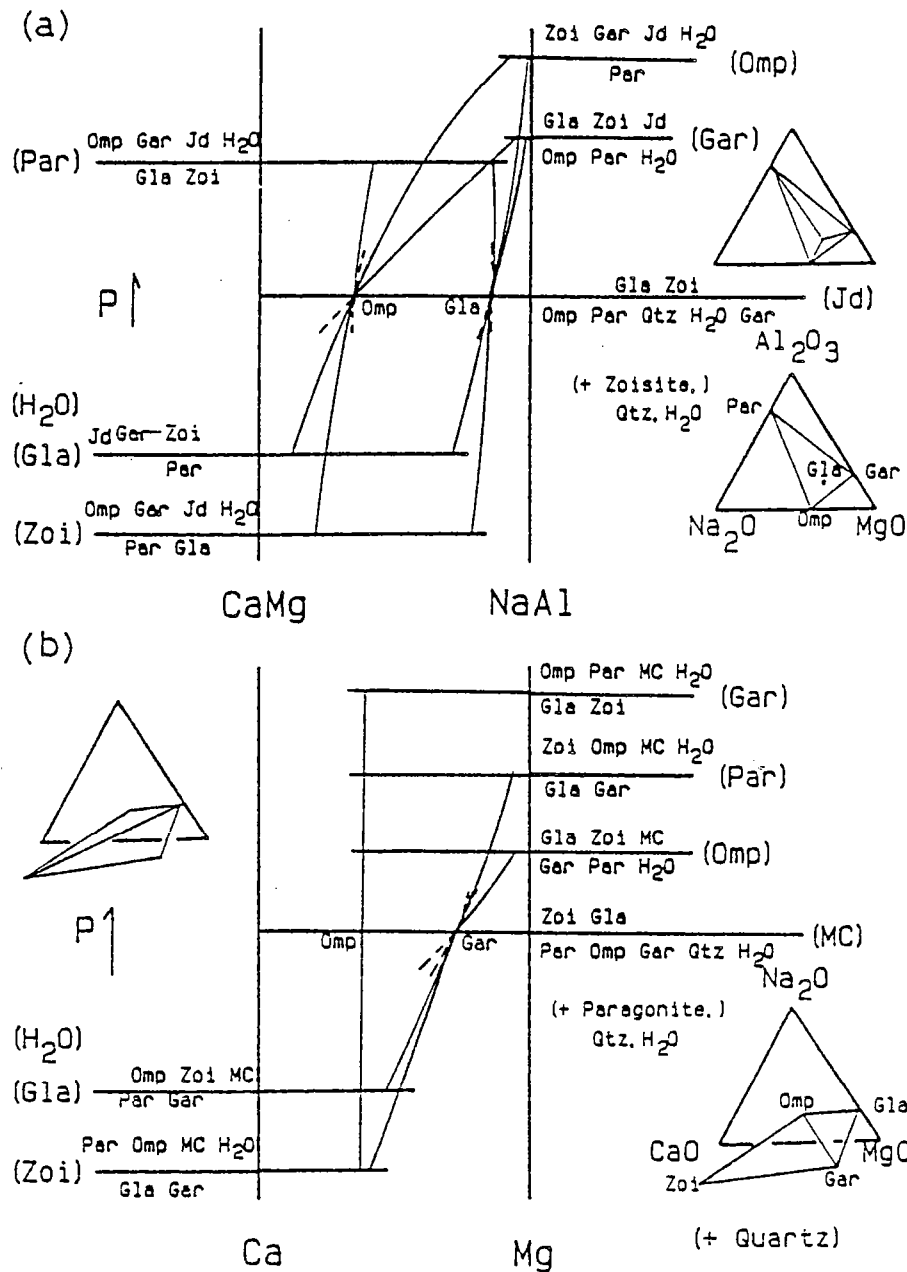


Fig.2-46 - Evolution de la composition du grenat, de l'omphacite et de la glaucophane en fonction de la pression (d'après Koons, 1982b).

Le modèle précédent d'apparition du joint grenat-omphacite, que je qualifierai de modèle classique, explique-t-il les histoires réactionnelles des éclogites du Grand Paradis?

Eclogites GPI

Les éclogites GPI présentent une variance élevée de telle sorte que les processus réactionnels en jeu ne peuvent être clairement établis. Certaines observations sont compatibles avec le modèle classique:

- dans les échantillons BAR'14 et 16, où la paragenèse éclogitique comprend grenat + omphacite + glaucophane + quartz, le grenat présente, du coeur vers la bordure, une augmentation des substitutions $MgCa_{-1}$ et $MgFe_{-1}$,

. dans l'échantillon BAR'17 où le quartz est absent, la zoïsite pourrait être absente de la matrice en raison de son épuisement par la réaction de production du grenat et de l'omphacite, la glaucophane étant en excès par rapport à la zoïsite.

Eclogites GPII

Les éclogites GPII ne peuvent être intégrées dans le modèle classique, en l'absence de quartz et de paragonite dans la paragenèse finale.

Les réactions doivent être étudiées dans le système $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$. En adoptant la terminologie de Korzhinski (1959), TiO_2 est un constituant inerte en excès (présence de sphène), P_2O_5 un constituant indifférent ou accessoire qui ne détermine l'apparition que de l'apatite. MnO et Cr_2O_3 sont considérés comme étant en traces, seul MnO contribuant de façon significative à la stabilisation du grenat au début de sa croissance. En l'absence de quartz, SiO_2 ne peut être considéré comme un constituant en excès. H_2O et CO_2 sont supposés en excès. Fe_2O_3 n'a pas été pris en compte, en l'absence d'hématite/magnétite et en raison du faible degré d'oxydation des minéraux.

Dans ce système, les réactions possibles d'apparition du joint grenat + omphacite sont soumis aux contraintes et aux incertitudes suivantes:

. dans les niveaux clairs, l'assemblage final (grenat + omphacite + zoïsite) et la présence d'inclusions progrades d'amphiboles (actinote et glaucophane), de zoïsite et de calcite contraignent dans une grande mesure les possibilités. Un soin particulier a été apporté à tester le rôle éventuel de phases progrades non incluses dans le grenat (albite, quartz),

. dans les niveaux sombres, l'assemblage final comprend au moins le grenat et l'omphacite, d'autres phases pouvant y être éventuellement associées (amphibole, quartz). La seule phase prograde observée étant l'actinote, d'autres phases sodiques (albite, glaucophane) paraissent nécessaires pour produire l'omphacite. Le rôle de ces phases (albite, quartz, glaucophane et calcite) devra donc être testé.

Le calcul des équilibres a été fait sur la base des moyennes des compositions des phases participantes, sauf pour l'albite, le quartz et la calcite, qui sont supposés purs. Tous les équilibres possibles ont été systématiquement testés: (i) réactions univariantes dans le système $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ entre les phases quartz, albite, calcite, glaucophane, actinote, zoïsite, grenat et omphacite (+ $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) et (ii) réactions divariantes dans le même système en supprimant une phase (parmi quartz, albite, calcite, glaucophane, actinote et zoïsite) pour chaque réaction divariante autant de fois que nécessaire pour chaque réaction univariante.

Ces calculs ont montré que seules deux réactions sont vraisemblables c'est à dire sont acceptables au regard (i) des contraintes texturales et (ii) des erreurs effectuées :

- . la première réaction (réaction R1) permet l'apparition du joint grenat - omphacite aux dépens de l'association quartz - calcite - glaucophane - zoïsite (Fig. 2-47),
- . une deuxième réaction était nécessaire pour prendre en compte le rôle de l'actinote : cette réaction (réaction R2) autorise la croissance de l'assemblage zoïsite + omphacite aux dépens de l'association albite - calcite - glaucophane - actinote (Fig. 2-48).

	QZ	GL	CC	ZO _c	GT _c	OM _c	H ₂ O	CO ₂
Si	1.00	7.70	0.00	3.02	6.01	2.01	0.00	0.00
Al	0.00	1.90	0.00	2.44	3.97	0.36	0.00	0.00
Fe	0.00	1.61	0.00	0.56	3.19	0.19	0.00	0.00
Mg	0.00	1.86	0.00	0.00	0.17	0.47	0.00	0.00
Ca	0.00	0.37	1.00	1.95	2.26	0.54	0.00	0.00
Na	0.00	1.70	0.00	0.00	0.00	0.44	0.00	0.00
H	0.00	2.00	0.00	1.00	0.00	0.00	2.00	0.00
C	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00
COEF.	-0.573	-0.551	-1.000	-0.183	0.184	2.120	0.642	1.000
SIGMA	0.009	0.003	0.003	0.004	0.002	0.012	0.005	0.000

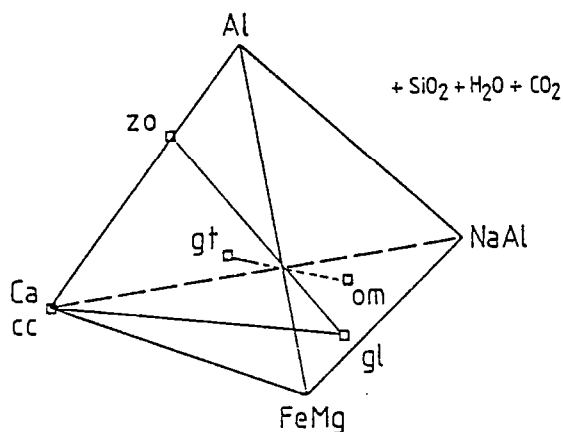
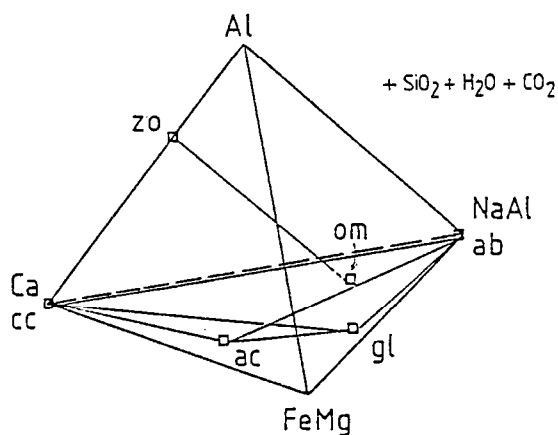


Fig.2-47 -Equilibration de la réaction d'apparition de l'association grenat-omphacite dans les éclogites GP II (niveaux clairs).

Fig.2-48 - Equilibration de la réaction d'apparition du joint zoisite-omphacite dans les éclogites GP II (niveaux clairs).

	AB	AC	GL	CC	ZO _c	OM _c	H ₂ O	CO ₂
Si	3.00	7.60	7.70	0.00	3.02	2.01	0.00	0.00
Al	1.00	0.67	1.90	0.00	2.44	0.36	0.00	0.00
Fe	0.00	1.35	1.61	0.00	0.56	0.19	0.00	0.00
Mg	0.00	3.35	1.86	0.00	0.00	0.47	0.00	0.00
Ca	0.00	1.62	0.37	1.00	1.95	0.54	0.00	0.00
Na	1.00	0.48	1.70	0.00	0.00	0.44	0.00	0.00
H	0.00	2.00	2.00	0.00	1.00	0.00	2.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	1.00
COEF.	-0.773	-0.289	-0.078	-1.000	0.107	2.386	0.314	1.000
SIGMA	0.016	0.008	0.008	0.007	0.003	0.035	0.007	0.000



Ces deux réactions s'accompagnent d'une libération de H_2O et CO_2 et d'une diminution de volume, ce qui est cohérent avec leur caractère prograde: les assemblages zoïsite + omphacite et grenat + omphacite pourraient donc être à la fois de plus haute température et de plus haute pression que les assemblages albite + calcite + glaucophane + actinote et quartz + calcite + glaucophane + zoïsite.

Les deux réactions se succèdent probablement en continuité l'une à l'autre: la réaction R2 permet l'apparition de la zoïsite et de l'omphacite, en accord avec les observations texturales qui en montrent l'existence en inclusion y compris au coeur du grenat (à la différence des éclogites GPIII). La réaction R1 prend le relais, une fois l'apparition du joint grenat-omphacite possible.

Les équilibres réactionnels qui viennent d'être présentés sont soumis à deux types de contraintes :

- . une hypothèse majeure sous-tend le raisonnement précédent : les réactions ont lieu en système fermé à l'échelle de chaque type de niveau. En d'autres termes, aucun échange de matière n'a lieu entre les deux types de niveaux (clairs et sombres). En conséquence, les deux réactions R1 et R2 ne s'appliquent qu'aux équilibres progrades des niveaux clairs, la zoïsite participant aux équilibres,
- . une forte incertitude pèse sur la nature et la composition des phases progrades supposées : il a ainsi été considéré que la chlorite et la lawsonite étaient absentes des paragenèses progrades.

Devant ces difficultés, le système apparaît sous-contraint. La détermination de réactions réalistes d'apparition du joint grenat-omphacite, aussi satisfaisante que puisse être la réaction R1, reste conjecturale: elle est indissociable d'un travail sur l'origine du litage.

Eclogites GPIII

Les relations texturales dans les éclogites GPIII montrent clairement la croissance de l'association grenat + omphacite + paragonite + zoïsite + dolomite aux dépens d'un assemblage à glaucophane + épidote + quartz. Aucune analyse réactionnelle détaillée n'a été effectuée dans le cadre de ce travail en ce qui concerne les éclogites GPIII.

Conclusion

La réaction glaucophane + zoïsite = grenat + omphacite + paragonite + quartz + H_2O est compatible avec la majeure partie des observations dans les éclogites GPI. L'apparition du joint grenat - omphacite dans les éclogites GPII ne peut relever de la même réaction : les équilibres effectués montrent qu'une réaction du type glaucophane + zoïsite + calcite + quartz = grenat + omphacite + H_2O + CO_2 était probable.

3 - GEOTHERMOBAROMETRIE DES ECLOGITES

a. Un géothermomètre: l'échange $FeMg_{-1}$ (grenat) = $FeMg_{-1}$ (pyroxène)

L'échange $FeMg_{-1}$ (grenat) = $FeMg_{-1}$ (pyroxène) est, dans les éclogites, le géothermomètre dont l'utilisation est universelle. Après les premières analyses des variations du KD dans les échantillons naturels (Lovering et White, 1969; Banno, 1970; Mysen et Heir, 1972) est venu le moment des calibrations expérimentales (Raheim et Green, 1974; Mori et Green, 1978; Ellis et Green, 1979) ou des modèles thermodynamiques (Ganguly, 1979; Saxena, 1979).

L'utilisation pratique du partage Fe-Mg entre grenat et pyroxène nécessite plusieurs précautions :

1. Le grenat et le pyroxène doivent être effectivement à l'équilibre. Dans les éclogites du Grand Paradis, les zonations de diffusion sont absentes (ou ne sont observées que dans le grenat lorsque l'omphacite a disparu) alors que les zonations de croissance sont en général préservées, au moins dans le grenat. Il est donc nécessaire d'analyser les bordures de grains en contact, à quelques μm environ de l'interface. Si des inclusions d'omphacite sont présentes dans le grenat, elles peuvent être utilisées pour déterminer les températures durant la croissance du grenat.

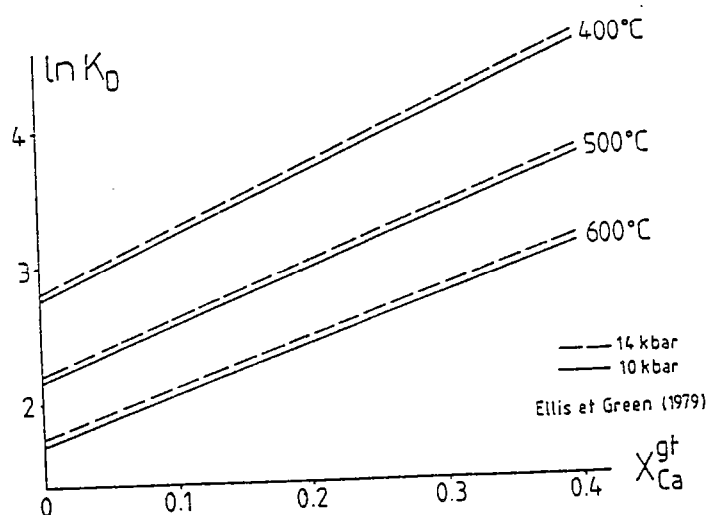
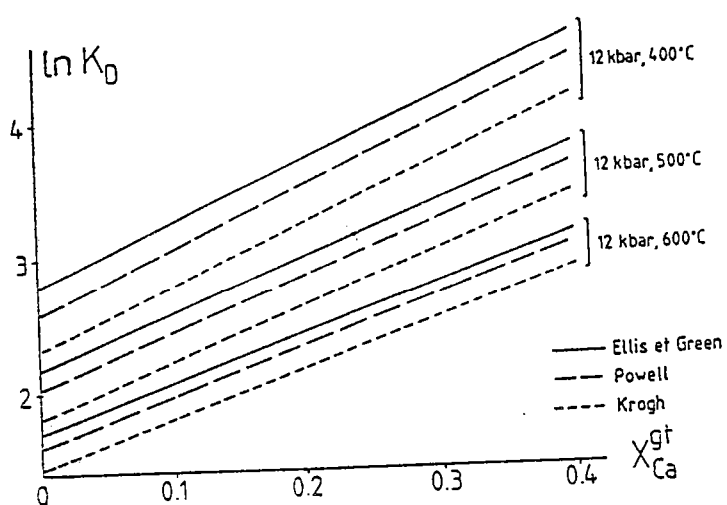


Fig.2-49 - L'échange Fe-Mg entre grenat et pyroxène : une comparaison des calibrations disponibles du géothermobaromètre. A : effet de la température. B : effet de la pression.

2. Plusieurs équations (au total 7) sont disponibles : elles permettent de calculer, avec les mêmes données analytiques, autant de températures que d'équations. La comparaison entre les différentes formulations a été faite à maintes reprises (par ex. Fabriès, 1984). J'ai utilisé, en accord avec la plupart des auteurs, la calibration d'Ellis et Green (1979), dont Krogh (1982) et Powell (1985) ont proposé une reformulation. Une brève comparaison des trois formulations retenues (Fig. 2-49) montre que :

- l'effet de la pression sur le K_d est, à une température donnée et pour une teneur en calcium du grenat donnée, négligeable.
- les différences de température, à une pression donnée, sont d'autant plus faibles que la température est plus élevée.

3. L'effet de la composition du grenat sur le K_d est en majeure partie pris en compte par les calibrations utilisées.

. Une corrélation positive entre fraction molaire du calcium dans le grenat et rapport Fe^{2+}/Mg^{2+} ou K_d a été notée par tous les auteurs. Pour Ellis et Green (1979), Krogh (1982) et Powell (1985), la corrélation est linéaire. D'autres auteurs soutiennent qu'une corrélation linéaire ne peut être acceptée (Lappin et Smith, 1981; Ungaretti et al., 1983), celle-ci sous-estimant les températures pour $X(Ca,gt) < 0.2$ et $T < 1000^\circ C$. Le problème ne se pose pas dans les roches étudiées où $X(Ca,gt) > 0.2$.

. Les teneurs en Fe^{3+} du grenat sont négligeables dans les éclogites étudiées : aussi le rapport Fe^{2+}/Mg^{2+} sera-t-il non ou faiblement affecté par la méthode d'estimation du Fe^{3+} .

4. L'effet de la composition du pyroxène sur le K_d , en général sous-estimée, est en fait fondamentale.

. Une corrélation négative entre fraction molaire du calcium dans le pyroxène et rapport Fe^{2+}/Mg^{2+} a été observée par Koons (1982b, 1984), celui-ci ayant montré que cet effet est limité aux pyroxènes à teneur élevée en jadéite ($> 70\%$), non observés dans les roches étudiées.

. L'estimation du Fe^{3+} dans les pyroxènes est un premier problème important : selon la méthode utilisée, les valeurs du rapport Fe^{2+}/Mg^{2+} peuvent changer significativement, en particulier lorsque la teneur en Fe total du pyroxène est faible. Ce problème devient donc critique lorsqu'il s'agit de comparer les estimations entre auteurs : il faut le plus souvent recalculer les températures.

. Un deuxième problème important est l'existence d'une corrélation négative entre rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} dans le pyroxène et K_d , comme cela est particulièrement apparent dans les éclogites du Grand Paradis (Fig. 2-50) : plus la teneur en acmite du pyroxène est élevée, plus la température est faible. Ceci exclut en pratique l'utilisation des inclusions de pyroxène dans le grenat, au moins dans les éclogites du Grand Paradis, car le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} y est en général inférieur à 1.

Les remarques précédentes montrent la nécessité d'un choix rigoureux des couples grenat - omphacite. Je n'ai utilisé, pour le calcul du K_d , que les couples pour lesquels le grenat satisfait aux deux conditions $\sum \text{cations} = 16 \pm 0,05$ et $Si + Al = 10 \pm 0,05$ (sur 24 oxygènes) et le pyroxène aux trois conditions $\sum \text{oxydes} = 100 \pm 1\%$, erreur sur $Si < 0.5$ et $Fe^{2+}/Fe^{3+} > 2$.

Le figure 2-51 montre que les éclogites du Grand Paradis se sont équilibrées aux environs de $550^\circ C$ ($\pm 50^\circ C$), en utilisant la calibration de Ellis et Green (1979), ou $500^\circ C$ ($\pm 50^\circ C$), en utilisant la calibration de Powell (1985). Plusieurs remarques peuvent être formulées :

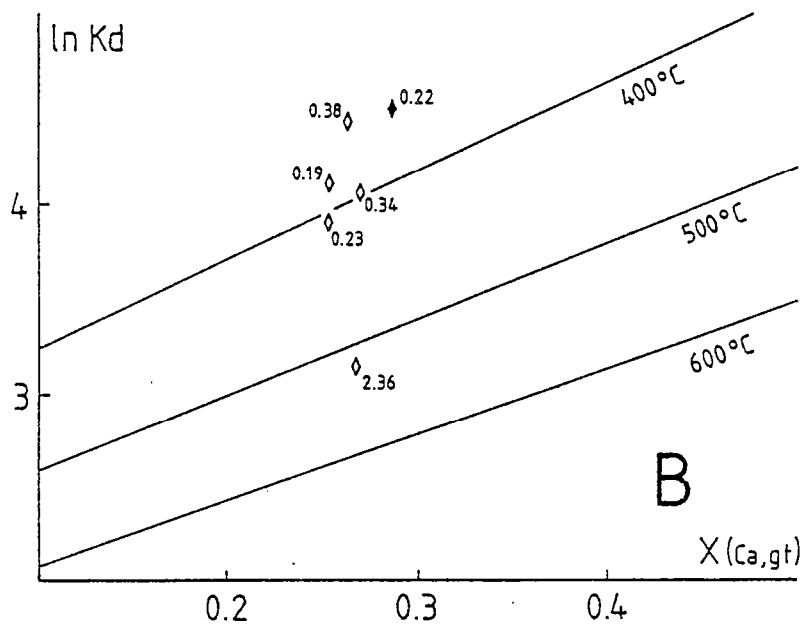
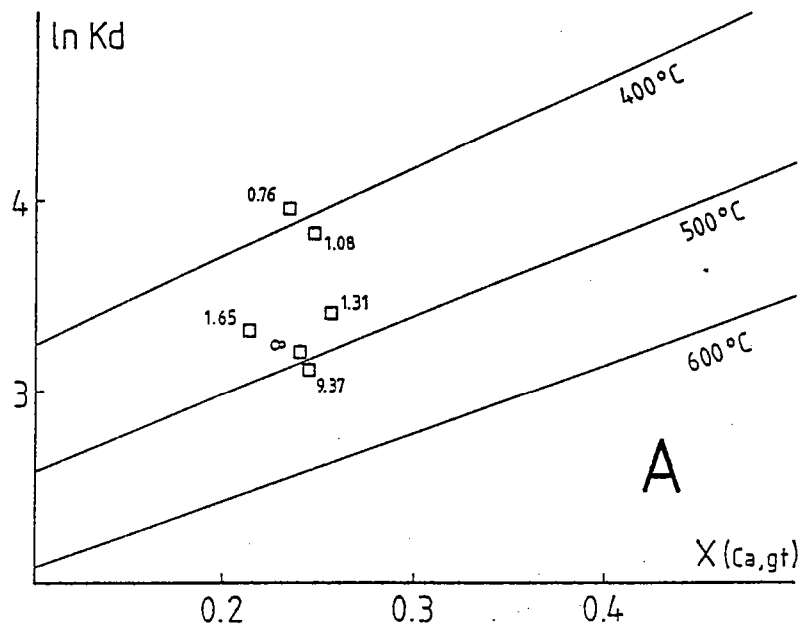


Fig.2-50 - Effet du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ dans le pyroxène sur la valeur du K_D . A : écloïtes GP I. B : écloïtes GP II. Le rapport fer ferreux / fer ferrique dans le pyroxène est indiqué à proximité de la position du couple grenat-pyroxène correspondant. Symboles vides : pyroxènes de la matrice. Symbole plein : pyroxène en inclusion.

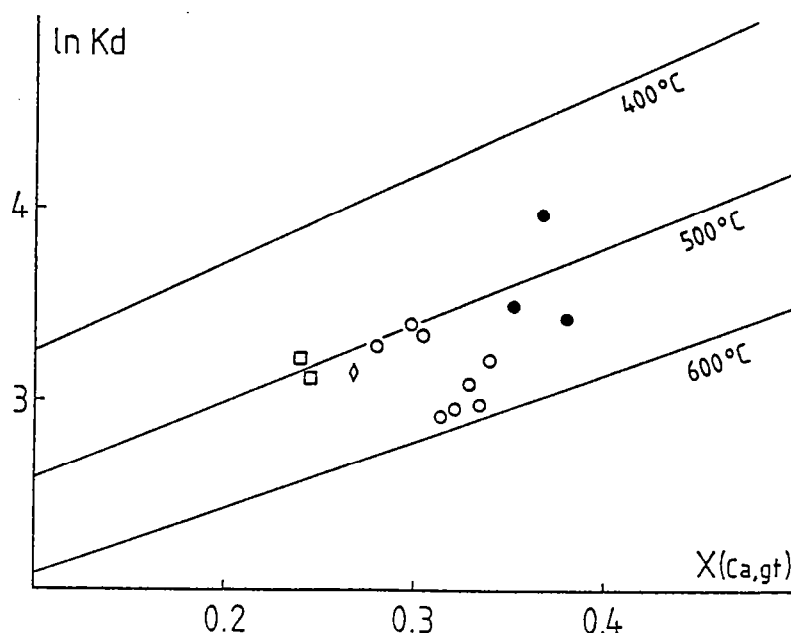


Fig.2-51 - Estimation de la température du métamorphisme éclogitique dans le Grand Paradis. Seuls ont été figurés les couples grenat-pyroxène pour lesquels le rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ du pyroxène est supérieur à 2. Carrés : éclogites GP I. Cercles : éclogites GP II (cercles vides : pyroxènes de la matrice ; cercles pleins : pyroxènes en inclusion). Losange : éclogites GP III.

1. Comme l'étude minéralogique des différentes éclogites l'a antérieurement montré, la teneur en calcium du grenat est tamponnée par la paragenèse présente. Le grenat des éclogites GPI (à glaucophane) est moins calcique que celui des éclogites GPIII (à zoïsité et dolomite), lui-même moins calcique que le grenat des éclogites GPII (à zoïsité). Ce paramètre ne pouvait donc être négligé dans la formulation du géothermomètre.

2. Une augmentation de la température au cours de la croissance du grenat était prévisible : les variations de composition chimique du grenat (forte diminution du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$) et de l'omphacite (forte augmentation du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$) entraînent une diminution du K_d qui sachant que la fraction molaire du calcium diminue du coeur vers la bordure du grenat, implique une augmentation de la température. Qu'en est-il réellement ?

Dans les éclogites GPII ont été observées de rares inclusions de pyroxène pour lesquelles le rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ est supérieur à 2. La position des couples grenat - omphacite en inclusion dans le figure 2-51 est compatible avec une augmentation de la température mais ne permet pas de conclusion définitive : les couples sont effectivement situés dans la partie droite du diagramme (en accord avec leur situation au coeur du grenat) mais la dispersion des valeurs du K_d est importante. Cela s'explique sans doute par le fait que l'augmentation du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ entre omphacites en inclusion et dans la matrice est avant tout liée à l'augmentation du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$: en d'autres termes, la diminution des teneurs en ac_mite tend à masquer l'évolution du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$.

3. Le budget du géothermomètre grenat - pyroxène est onéreux : il a fallu, dans les éclogites étudiées (en particulier GPI et GPIII), retirer plus de la moitié des couples grenat - omphacite. Il paraît donc plus judicieux de déterminer les températures d'équilibration des éclogites en utilisant avant tout les équilibres de phase (Fig. 2-41 et 2-54). Le partage Fe-Mg entre grenat et pyroxène n'est utile que si les pyroxènes sont proches du joint diopside - jadéite, en particulier lorsque les teneurs en Fe total sont faibles.

b. Un géobaromètre: la teneur en jadéite des omphacites

La réaction discontinue albite = jadéite + quartz constitue la base de la géobarométrie des éclogites, car elle permet de modéliser la réaction continue diopside + albite = omphacite + quartz, qui tamponne la teneur en jadéite des omphacites à l'équilibre avec albite et quartz. La plupart des auteurs admettent que cette réaction contrôle effectivement la composition du pyroxène dans les éclogites: il ne faut cependant jamais oublier que ce sont d'autres assemblages qui tamponnent la composition du pyroxène.

La réaction discontinue a fait l'objet de nombreuses calibrations expérimentales dont seule la dernière a été retenue (Holland, 1980). La position de cette réaction dans l'espace P-T dépend de l'état structural de l'albite durant la réaction, problème que les expérimentalistes n'ont pas eu soit parce que les expériences étaient faites à HT ($T > 600^\circ\text{C}$), soit parce que la durée des expériences était faible. Le problème est cependant réel lorsque les roches étudiées se sont équilibrées à BT, comme par exemple les éclogites du Grand Paradis (environ 500°C). Je rappelle, sans le discuter plus (cf. par exemple Saliot, 1978) que, pour une même température, la réaction albite BT = jadéite + quartz a lieu à une pression supérieure à la réaction albite HT = jadéite + quartz (Fig. 2-52A).

Au cours de la réaction continue, l'omphacite s'enrichit progressivement en jadéite à pression croissante jusqu'à épuisement de l'albite (Kushiro, 1969). L'équilibre albite + omphacite + quartz permet donc, à une température donnée, d'estimer la pression: en l'absence d'albite, seule la pression minimale de l'équilibre peut être évaluée.

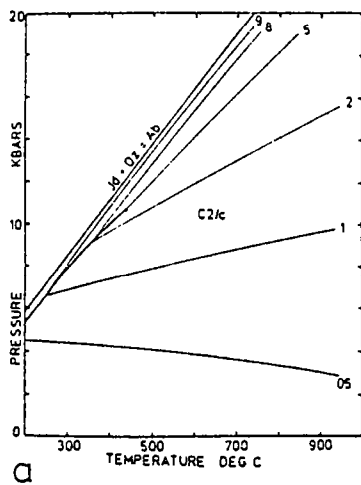
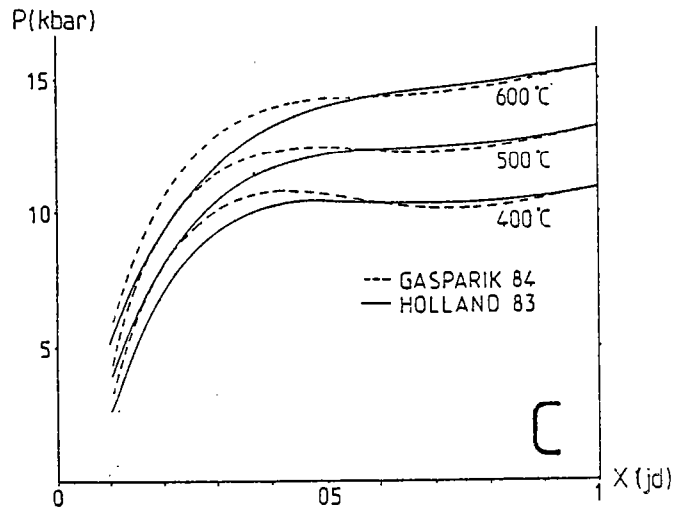
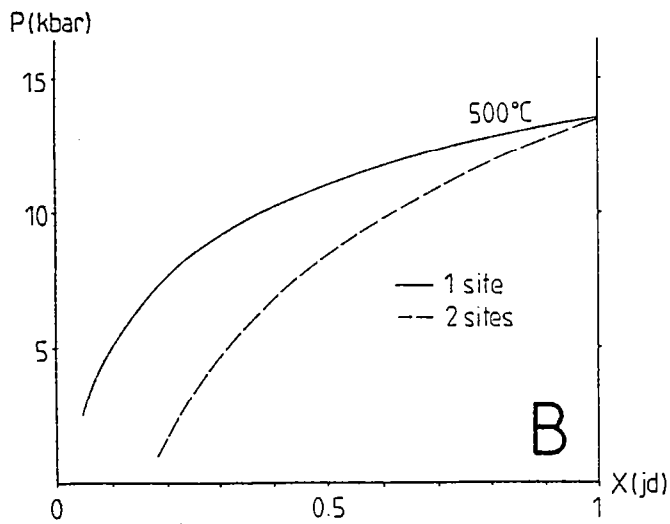
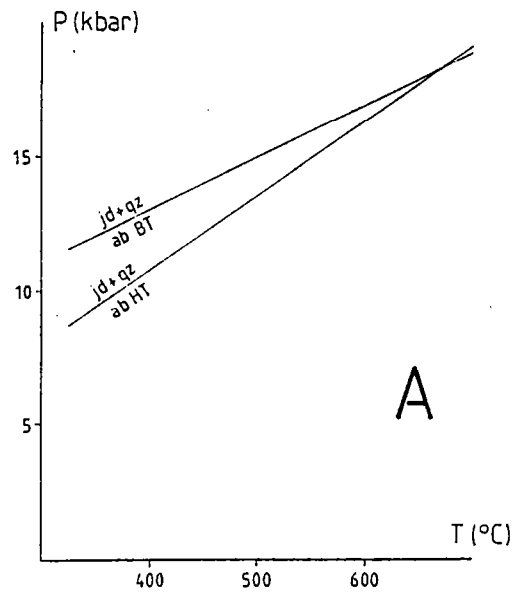
L'équilibre entre albite, omphacite et quartz, en supposant que l'albite et le quartz sont des phases pures, peut être écrit :

$$\Delta G^\circ + RT \ln a_{jd} = 0$$

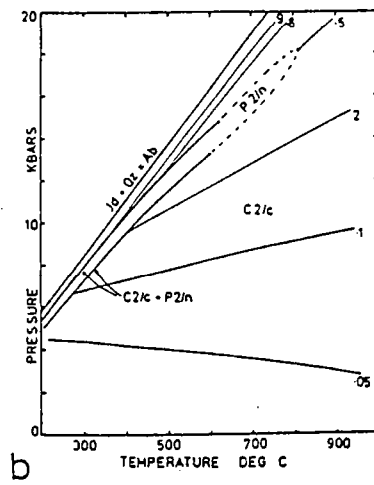
Les modèles de l'activité de la jadéite dans le pyroxène appartiennent à deux types:

- . les uns supposent une association parfaite de Na(M2) avec Al(M1) et Ca(M2) avec Mg(M1) c'est à dire un ordre complet : ce sont les modèles monosites pour lesquels $a_{jd} = X_{jd} \cdot \gamma_{jd}$,
- . les autres admettent une répartition indépendante et désordonnée de Na et Ca dans les sites M2 et Al et Mg dans les sites M1 c'est à dire un désordre complet : ce sont les modèles à deux sites, pour lesquels $a_{jd} = X_{jd}^2 \cdot \gamma_{jd}$.

Les modèles de mélanges idéaux à 1 ($a_{jd} = X_{jd}$) ou deux sites ($a_{jd} = X_{jd}^2$) ne sont pas valides, puisqu'ils négligent les phénomènes d'immiscibilité et d'ordre-désordre des pyroxènes sur le joint diopside - jadéite (Carpenter, 1980). Les modèles idéaux sous-estiment de façon importante la pression à une température donnée et, selon le modèle choisi (à 1 ou 2 sites), présentent un écart important de la pression à une même température (Fig. 2-52B).



D



b

Fig.2-52 - Estimation de la pression du métamorphisme éclogitique dans le Grand Paradis : teneur en jadéite du pyroxène. Explications dans le texte.

Les modèles de mélanges non-idéaux sont basés sur les données expérimentales de Holland (1983) et Gasparik (1985), les premières à 600°C, les deuxièmes à 1200-1350°C, qui peuvent être confrontées avec celles de Kushiro (1969). Les modèles monosites ont été élaborés par Gasparik (1985) et ceux à deux sites par Holland (1979c, 1980, 1983). Celui-ci a initialement considéré que le mélange pouvait être approximé par un modèle de solution régulière (Holland, 1979c, 1980) puis a montré qu'un modèle de solution subrégulière était plus adéquat (Holland, 1983) : Gasparik (1985) ayant intégré dans ce modèle ses propres données expérimentales en a fourni une reformulation.

La comparaison des deux modèles non-idéaux (Gasparik, 1985 et Holland, 1983 modifié par Gasparik, 1985) permet les remarques suivantes (Fig. 2-52C) :

- . dans les deux cas apparaît une lacune de miscibilité à faible température ($T < 450^\circ\text{C}$ pour le modèle deux sites, $T < 565^\circ\text{C}$ pour le modèle monosite),
- . les deux modèles diffèrent faiblement pour $X_{jd} \gg 0.5$. Pour de faibles teneurs en jadéite, les différences s'accroissent, ce que traduisent des isoplètes à pente négative pour le modèle à deux sites, à pente positive pour le modèle monosite,
- . pour des teneurs en jadéite supérieures à 50%, la différence de pression à une température donnée pour les équilibres albite - jadéite - quartz et albite - omphacite - quartz est faible.
- . pour des teneurs en jadéite inférieures à 50%, les différences s'accroissent: la pente $d(X_{jd})/dP$ devient de plus en plus forte. En conséquence, les incertitudes sur l'estimation de la pression sont d'autant plus importantes que la teneur en jadéite du pyroxène est faible.

Les phénomènes d'ordre-désordre, qui ne sont pas pris en compte par la construction précédente, accroissent la stabilité des pyroxènes de compositions intermédiaires: je n'examinerai pas ce point en détail, en faisant référence pour une représentation des phénomènes au diagramme de Holland (1983) (Fig. 2-52D).

Cette discussion peut être conclue par deux remarques :

1. La précision du baromètre dépend de la teneur en jadéite du pyroxène. Lorsque cette teneur est faible, les incertitudes sur la pression sont élevées et ne dépendent que faiblement de la température à laquelle la pression est estimée. Lorsque la teneur en jadéite est supérieure à 50 % de bonnes estimations barométriques sont possibles si la température est elle-même connue avec précision.
2. La signification du baromètre est fonction de l'assemblage qui tamponne la composition du pyroxène : en particulier, l'association omphacite + quartz ne permet qu'une estimation de la pression minimale.

Dans les éclogites du Grand Paradis, en l'absence d'albite, les teneurs maximales en jadéite des omphacites sont de l'ordre de 40-45% dans les éclogites GPI et GPIII (en présence de quartz) et de 45-50% dans les éclogites GPII (niveau clairs, en l'absence de quartz) : les pressions minimales peuvent donc être définies par la stabilité de l'association omphacite (jd_{50}) + quartz. Celle-ci est située à 500°C à environ 12kbar c'est à dire 2 kbar au-dessous de la réaction entre les pôles purs.

Dans les éclogites GPII et GPIII est observée une augmentation des teneurs en jadéite des omphacites en comparant grains en inclusions dans le grenat et grains de la matrice ou coeur et bordure des grains de la matrice. Cette variation de composition, qui pourrait être utilisée pour démontrer une augmentation de la pression durant l'histoire prograde, n'a pu être interprétée, la réaction qui tamponne la composition de l'omphacite n'ayant pu être déterminée.

c. Autres méthodes géothermobarométriques

Dans les éclogites peuvent être classiquement utilisés deux autres méthodes géothermobarométriques : l'échange FeMg_{-1} (grenat) = FeMg_{-1} (phengite) et la substitution MgSiAl_2 (phengitique ou celadonitique) dans les micas dioctaédriques potassiques.

L'échange FeMg_{-1} (grenat) = FeMg_{-1} (phengite) a fait l'objet de calibrations expérimentales par Krogh et Raheim (1978) et Green et Hellman (1982). Cette dernière fournit des températures de l'ordre de 450-500°C dans les éclogites GPI et GPII (niveaux micacés).

Ces valeurs dépendent faiblement de la pression : une augmentation de la pression de 2 kbar entraîne une augmentation des températures d'environ 10°C. La dépendance à l'égard du Fe^{3+} pourrait être importante à ceci près que (i) les teneurs en Fe^{3+} du grenat sont négligeables et (ii) les teneurs en Fe^{3+} des phengites sont en tout cas faibles (Fig. 2-7). En admettant que 10% du Fe total est sous forme de Fe^{3+} , une diminution des températures de l'ordre de 10°C est observée.

L'extension de la substitution MgSiAl_2 dans les phengites (c'est à dire les micas dioctaédriques potassiques entre les pôles muscovite $\text{KAl}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$ et celadonite $\text{KAlMgSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) a été calibrée expérimentalement dans le système KMASH par Velde (1965) et Massonne (1981) en présence de feldspath potassique + phlogopite + quartz + H_2O , qui tamponne la substitution phengitique à sa valeur maximale (Fig. 2-53).

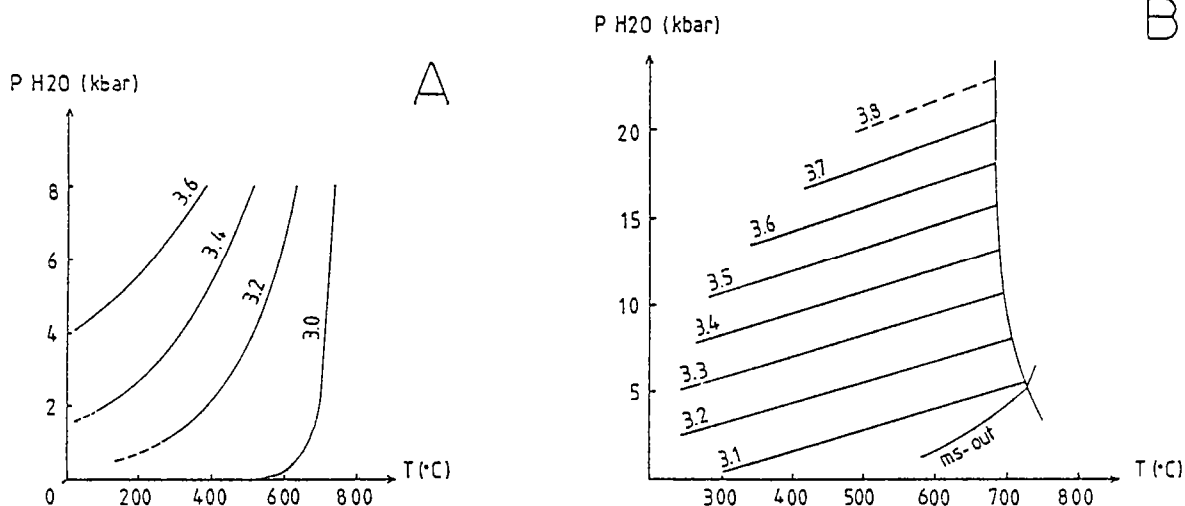


Fig.2-53 - Estimation de la pression du métamorphisme éclogitique dans le Grand Paradis : valeurs de la substitution phengitique dans les micas en présence de feldspath potassique, phlogopite, quartz et H_2O . A : d'après Velde (1967). B : d'après Massonne (1981).

Dans les éclogites du Grand Paradis, les phengites sont présentes dans les associations grenat + omphacite + glaucophane + quartz (éclogites GPI), grenat + omphacite + zoïsité + quartz (éclogites GPII) et grenat + omphacite + paragonite + zoïsité + dolomite + quartz (éclogites GPIII). La composition des phengites est donc tamponnée, par rapport aux travaux expérimentaux, par d'autres assemblages. Bien que la plupart des auteurs admettent que la substitution phengitique n'indique que des pressions minimales dans les éclogites (en l'absence de feldspath potassique, phlogopite et éventuellement quartz), nous ne savons pas quels assemblages tamponnent à sa valeur maximale la substitution phengitique dans les metabasites.

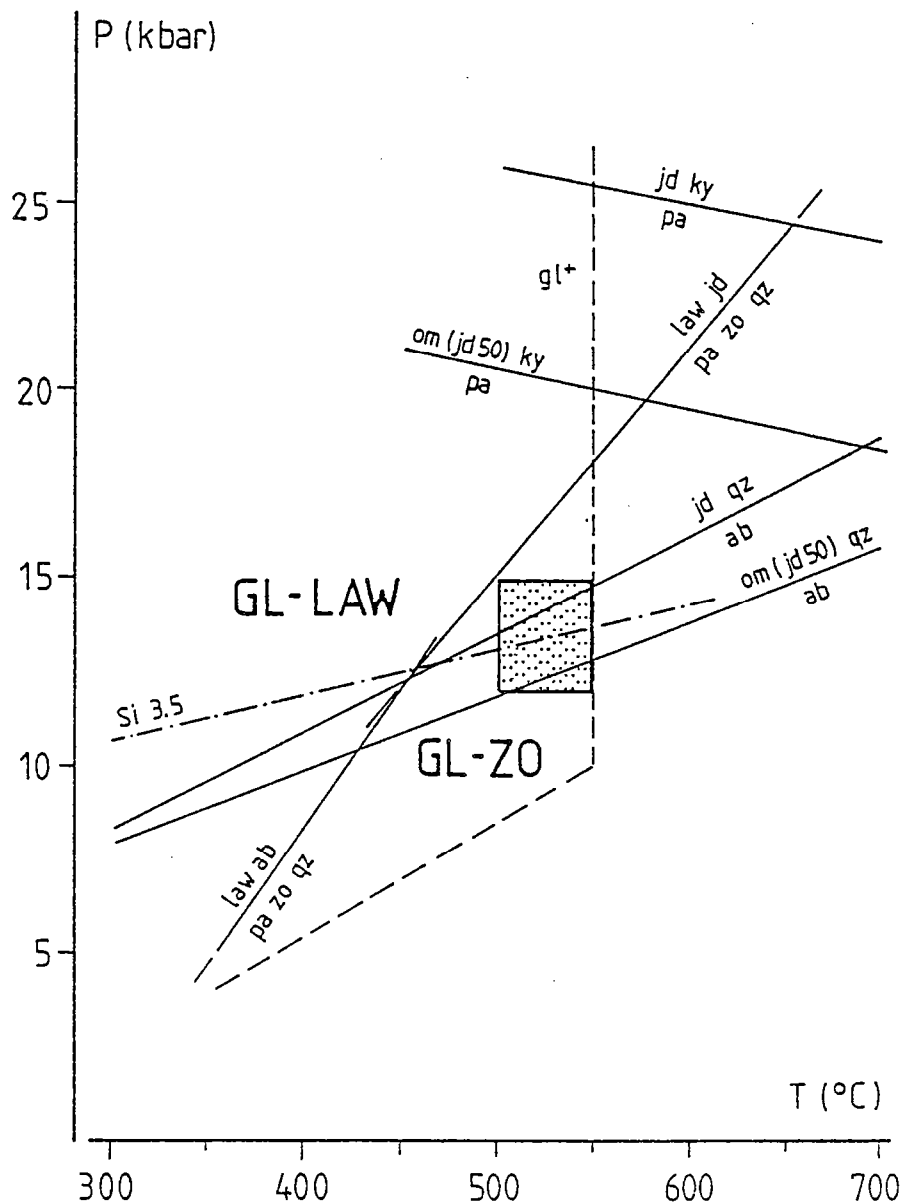


Fig.2-54 - Conditions P-T du métamorphisme éclogitique dans le Grand Paradis. Limite de stabilité de la glaucophane d'après Maresch (1977) et des phengites Si 3.5 d'après Massonne (1981). Autres courbes d'après Holland (1979b, 1980) et Heinrich et Althaus (1980).

Les teneurs maximales en Si des phengites étant de l'ordre de 3.5, voire 3.6 (sur 11 oxygènes), des pressions de l'ordre de 13 kbar, voire 15 kbar, sont donc atteintes lors de l'équilibration éclogitique, en utilisant la calibration de Massonne (1981).

d. Conclusion

Une synthèse des discussions précédentes est présentée figure 2-54 : les conditions du métamorphisme éclogitique telles qu'elles peuvent être établies par les méthodes géothermobarométriques sont $P = 12-15$ kbar et $T = 500-550^{\circ}\text{C}$.

III.3 - HISTOIRE RETROMORPHIQUE

La transformation des éclogites en amphibolites à albite et épidote a été décrite dans le massif du Grand Paradis par Compagnoni et Lombardo dès 1974.

Le problème est d'estimer les conditions P-T de la rétromorphose. Pour cela, deux méthodes sont a priori disponibles:

- . analyser, dans des roches de composition différente, l'influence de la composition globale du système sur la stabilité des différentes phases;
- . analyser, dans une roche donnée (à composition constante), la succession des assemblages et les variations de composition chimique des différentes phases;

Je crois nécessaire, avant d'en arriver là, de rappeler sur quelles bases paragénétiques repose toute analyse de l'histoire rétro-morphique.

1 - LA TRANSITION ENTRE LES FACIES SCHISTE BLEU, SCHISTE VERT ET AMPHIBOLITE DANS LES METABASITES : BASES DE L'ANALYSE

Par définition, les metabasites sont caractérisées (i) en faciès schiste bleu, par la présence de la glaucophane, (ii) en faciès schiste vert, par l'association actinote + chlorite + épidote + albite et (iii) en faciès amphibolite, par l'association hornblende + plagioclase (Miyashiro, 1973; Winkler, 1979; Turner, 1981).

La transition entre les faciès schiste bleu et schiste vert ou amphibolite est marquée par la disparition de la glaucophane. Entre les faciès schiste vert et amphibolite s'observe (i) la disparition de la chlorite et de l'épidote, (ii) l'évolution de la composition des amphiboles depuis des actinotes vers les hornblendes (c'est à dire une augmentation de la teneur en Al) et (iii) l'évolution de la composition du feldspath, de l'albite vers les plagioclases (c'est à dire une augmentation des teneurs en Ca et Al).

Les transitions entre faciès sont nécessairement progressives puisque, y compris dans les cas simples ($P(H_2O) = P_{totale}$, $a(O_2) = \text{constante}$), elles mettent en jeu des réactions continues, dont la variance est égale au moins à 2.

Une analyse simple des transitions entre les trois faciès peut néanmoins être proposée en suivant la même méthode que Liou et al. (1985). Dans le système $NaCaMgAlSiOH$, en présence d'albite (soit pure, soit sous forme de constituant albite dans le plagioclase), de quartz et d'une phase fluide où $a(H_2O)=1$, les relations entre les six phases plagioclase (oligoclase), zoïsite, trémolite, Mg-hornblende, glaucophane et chlorite peuvent être représentées schématiquement figure 2-57.

La figure 2-57 a été construite en trois étapes. La géométrie des courbes univariantes autour de chaque point invariant a d'abord été établie (Fig. 2-55 et 2-56)). La position relative de chaque point invariant est ensuite contrainte par référence aux assemblages naturels. Le multisystème est alors simplifié, pour clarifier les relations entre faciès, en omettant de représenter les courbes (ol) (zo), (tre) (hb) et (tre) (zo) (Fig. 2-57).

quartz	albite	oligoclase	zoisite	tremolite	Mg-hornblende	glaucophane	Mg-chlorite	H ₂ O
--------	--------	------------	---------	-----------	---------------	-------------	-------------	------------------

Si	1	3	2.8	3	8	7	8	3	0
Al	0	1	1.2	3	0	2	2	2	0
Mg	0	0	0	0	5	4	3	5	0
Ca	0	0	0.2	2	2	2	0	0	0
Na	0	1	0.8	0	0	0	2	0	0
H	0	0	0	1	2	2	2	8	2

(ab,ol,gl)	0.64			0.55	0.59	-1.14		0.32	-1.00
(qz,zo,gl)		-8.00	10.00		1.50	-2.50		0.50	-1.00
(tre,gl)	1.05	5.20	-6.50	0.90		-0.25		0.20	-1.00
(Mghb,gl)	1.17	6.67	-8.33	1.00	-0.17			0.17	-1.00
(gl,ch)	1.75	14.00	-17.50	1.50	-1.00	1.25			-1.00
(ol,Mghb)	-0.50	3.57		-0.43	0.43		-1.79	0.64	-1.00
(ol,ch)	1.75	-3.50		1.50	0.75	-2.25	1.75		-1.00
(ol,tre)	-3.50	13.00		-3.00		3.00	-6.50	1.50	-1.00
(qz,ol,zo)		2.00			0.50	-0.50	-1.00	0.50	-1.00
(qz,zo,tre)		7.00	-5.00			0.50	-1.50	0.50	-1.00
(tre,Mghb)	0.70	5.80	-6.00	0.60			0.50	0.30	-1.00
(tre,ch)	1.75	4.00	-7.50	1.50		-0.75	1.00		-1.00

Fig.2-55 - Le système Na Ca Mg Al Si O H : phases et réactions.

La validité du modèle est limitée par une possible métastabilité du point invariant (tre) ou du moins de certaines courbes univariantes, en particulier (tre) (ch). Ceci est dû au fait que le point invariant (tre) est probablement situé au-delà de la limite thermique supérieure de stabilité de la glaucophane (environ 550-600°C).

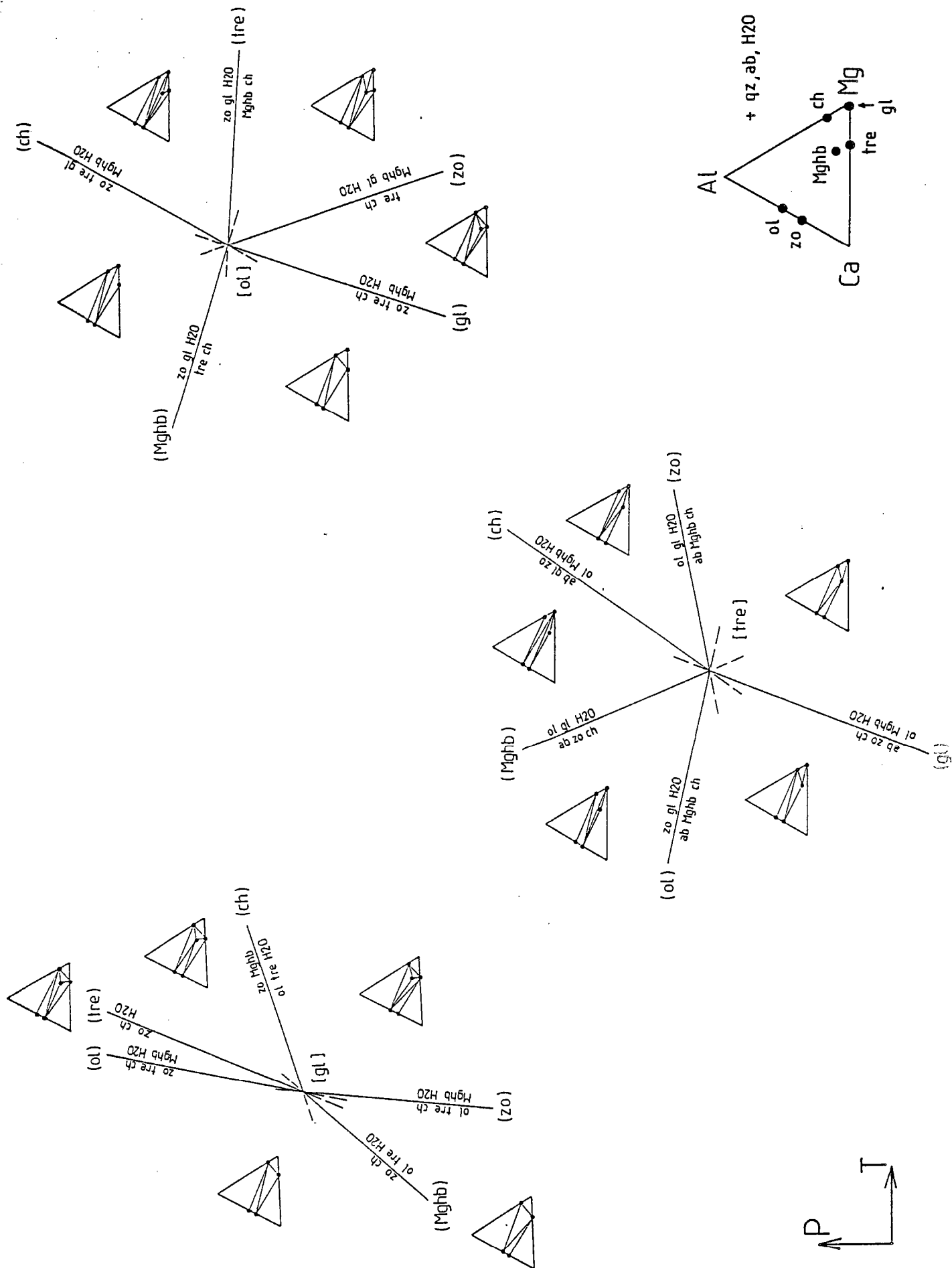


Fig.2-56 - Relations de phase dans le système Na Ca Mg Al Si O H (1).

En tenant compte de cette remarque, il est possible de préciser les modalités de la transition entre les trois faciès.

1. le point invariant (gl) permet de définir deux parties dans le domaine de transition entre les faciès schiste vert et amphibolite.

A HP, au-dessus du point invariant (gl), les deux courbes univariantes (ol) et (tre) limitent un domaine de transition que caractérise l'association albite + zoïsite + Mghornblende + chlorite (+ quartz + H_2O) : ce domaine a été appelé "albite - épidote amphibolite faciès" par Eskola (1939).

A BP, au-dessous du point invariant (gl), le domaine de transition que limitent les deux courbes univariantes (Mghb) et (zo), est caractérisé par l'association oligoclase + tremolite + chlorite (+ quartz + H_2O).

Une étude détaillée de la transition entre les faciès schiste vert et amphibolite aux environs du point invariant (gl) a été effectuée par Maruyama et al. (1983).

2. la définition du faciès schiste bleu ("présence de la glaucophane") a été discutée antérieurement. Dans le système choisi, le faciès schiste bleu est défini par l'association glaucophane + zoïsite, qui n'existe qu'à HP : elle cède la place à BP à des associations à tremolite + chlorite (+ albite + quartz + H_2O) ou à Mghornblende + chlorite (+ albite + quartz + H_2O), en fonction de la température à laquelle a lieu la transition. Le faciès schiste bleu est donc juxtaposé à BT au faciès schiste vert et à HT au faciès albite - épidote amphibolite.

La discussion précédente doit être complétée par deux remarques importantes :

- . la probable métastabilité de la courbe (tre) (ch) entraîne la non-existence d'une transition directe entre les faciès schiste bleu et amphibolite. A de telles températures, le faciès schiste bleu a cédé la place au faciès éclogite (grenat + omphacite + amphibole non glaucophanitique) : une décompression isotherme fait succéder au faciès éclogite le faciès amphibolite. Cette transition a été étudiée en détail par Heinrich (1985)

- . le faciès schiste bleu de bas grade est adjacent au faciès schiste vert, ainsi que l'imposent les stabilités respectives des associations glaucophane + lawsonite et glaucophane + zoïsite. La transition entre ces deux faciès peut être définie en première approximation par la réaction glaucophane + lawsonite = tremolite + chlorite + albite, dont la position dans l'espace P-T a été calculée par Perchuk et Aranovich (1980).

Le modèle présenté (Fig. 2-57) a un intérêt majeur en ce sens qu'il rend simplement compte des relations observées entre assemblages naturels. Son application aux roches reste néanmoins soumise à plusieurs contraintes :

- . les substitutions $FeMg_{-1}$ et $FeAl_{-1}$ dans les amphiboles, la chlorite et l'épidote ne peuvent être négligées, ce qui revient à augmenter la variance de chaque assemblage.

- . le modèle suppose l'existence de lacunes de miscibilité (i) dans les plagioclases (lacune de la péristérite) et (ii) dans les amphiboles, entre amphiboles sodiques et calciques d'une part, au sein des amphiboles calciques entre actinote et hornblende d'autre part. Si l'existence de ces lacunes est certaine (sauf la lacune actinote - hornblende qui est parfois mise en doute), leur forme dans l'espace P-T-X reste à établir.

- . les variations de composition de la phase fluide ou/et du rapport P_{fluide}/P_{totale} modifient la position des courbes de réaction dans l'espace P-T.

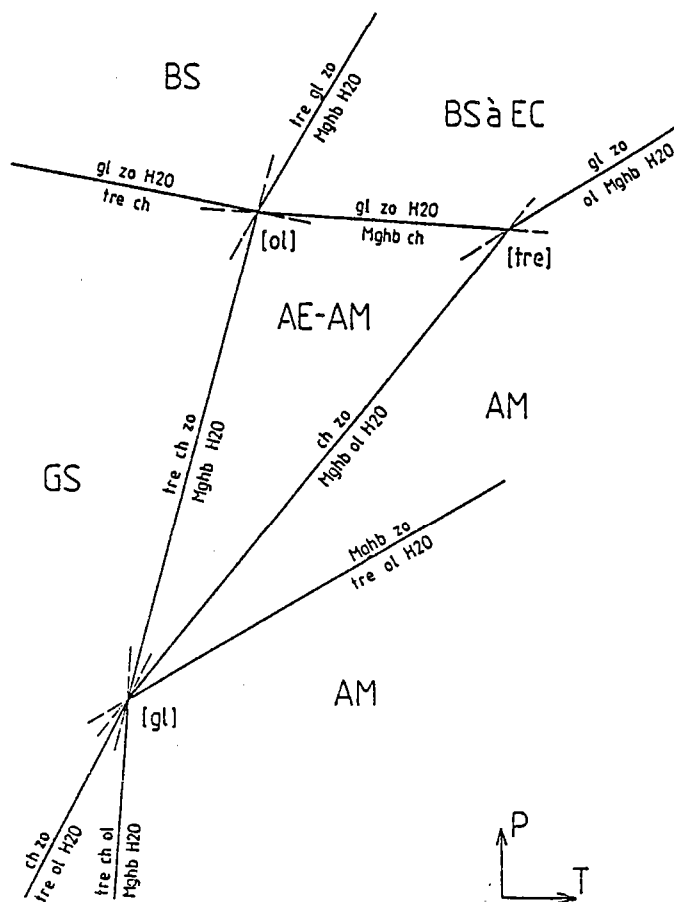


Fig.2-57 - Relations de phase dans le système Na Ca Mg Al Si O H (2). GS : faciès schiste vert. BS : faciès schiste bleu. EC : faciès éclogite. AE-AM : faciès amphibolite à albite-épidote. AM : faciès amphibolite.

En conclusion, la transition entre les faciès schiste bleu, schiste vert et amphibolite dans les metabasites est analysable en termes simples dans le système NCMASH : celui-ci ne fournit cependant qu'un cadre général d'étude, étant donné que la plupart des assemblages naturels présentent une variance élevée et qu'ils ne peuvent être réduit au système NCMASH.

2 - ANALYSE DE LA RETROMORPHOSE DANS LES ECLOGITES DU GRAND PARADIS

Dans les metabasites du Grand Paradis, la rétro-morphose est en général avancée : les éclogites sont progressivement transformées en amphibolites ou prasinites, dans lesquelles le développement des porphyroblastes d'albite est parfois spectaculaire ("prasinites ocellaires"). Les reliques de l'histoire éclogitique se réduisent le plus souvent au grenat, plus rarement à la glaucophane, l'omphacite ayant généralement disparue.

a. Modalités de la rétro-morphose

Eclogites GPI

La rétro-morphose des éclogites GPI peut être observée dans les échantillons BAR'15 et 17, les échantillons BAR'14 et 16 ne présentant aucune trace de rétro-morphose.

1. L'échantillon BAR'15 présente deux parties avec la même paragenèse éclogitique (grenat + omphacite + glaucophane + quartz + rutile + sulfure), l'une à grain fin et rétro-morphose faible, l'autre à grain moyen et rétro-morphose importante.

Dans la partie à grain fin, la rétro-morphose se traduit essentiellement par le développement de symplectites fines aux limites intergranulaires. Dans la partie à grain moyen omphacite et glaucophane sont partiellement à totalement remplacés par des symplectites sub-microscopiques à amphibole bleue-verte + plagioclase, qui pseudomorphosent sans en changer la forme les grains d'omphacite et de glaucophane, la transformation étant en général plus complète pour la première que pour la deuxième. Le grenat ne paraît pas affecté, à l'exception des zones où la symplectitisation est en voie d'achèvement: ses bordures sont partiellement dissoutes et des "biotites" se développent à son contact. Le quartz est inchangé. Le rutile est entouré par une couronne d'ilménite.

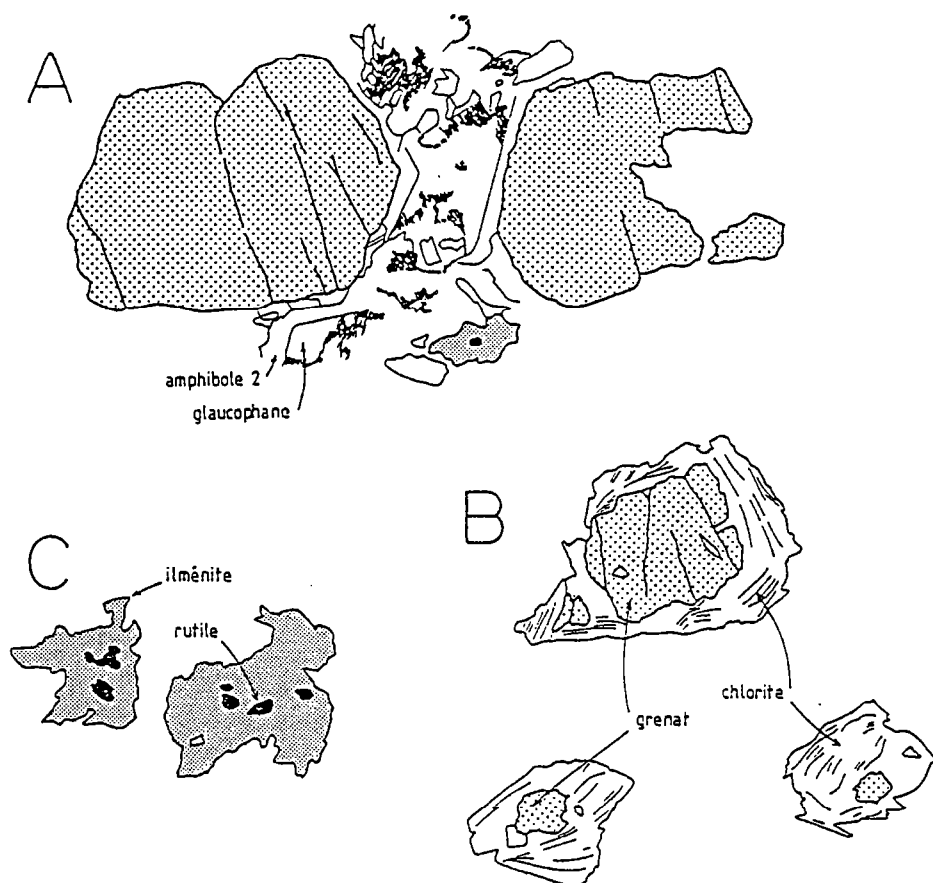


Fig.2-58 - Texture de la rétro-morphose dans les éclogites GP I (échantillon BAR'17A).

2. L'échantillon BAR'17 comprend deux associations successives

A la première, relictuelle, sont attribués le grenat, la glaucophane et le rutile. Le grenat contient d'abondantes inclusions de glaucophane et de zoïsite, bien que cette dernière soit totalement absente de la matrice et n'ait pas été observée sous forme d'inclusions dans la glaucophane. Le rutile est présent en inclusion dans le grenat et le glaucophane.

La deuxième comprend plagioclase + amphibole bleue-verte + chlorite + biotite + ilménite (+ sphène). Dans la matrice, des symplectites à amphibole bleue-verte + plagioclase ont totalement remplacées l'omphacite, dont l'existence ne peut qu'être supposée. Le glaucophane n'est que partiellement détruit. Autour du grenat se développent des couronnes de chlorite et biotite (Fig. 2-58B). Le rutile est entouré par une couronne d'ilménite, auquel vient parfois s'ajouter le sphène (Fig. 2-58C).

Ces descriptions permettent trois remarques:

- . il existe d'importantes différences d'intensité de la rétro-morphose d'un échantillon à l'autre et parfois dans un même échantillon (par ex. BAR'15), sans qu'une explication évidente puisse être fournie.

- . les associations synéclogitiques ne peuvent pas toujours être identifiées grâce aux inclusions dans le grenat.

Si tel était le cas, comment expliquer dans l'échantillon BAR'17 l'absence de zoïsite dans la matrice et d'omphacite en inclusion dans le grenat? Seules deux hypothèses peuvent être formulées:

- l'assemblage synéclogitique comprend grenat + omphacite + glaucophane + zoïsite + rutile. La zoïsite est absente de la matrice parce qu'elle a été totalement consommée lors des réactions rétro-morphiques. Il pourrait en être de même de l'omphacite, si elle était initialement présente.

- une réaction continue (du type glaucophane + zoïsite = grenat + omphacite) a eu lieu, au terme de laquelle la glaucophane en excès subsiste seule dans la matrice, la zoïsite ayant été totalement consommée durant la croissance du grenat et de l'omphacite et ne subsistant plus qu'en inclusion dans le grenat. L'omphacite, qui ne peut être présente en inclusion qu'à la bordure externe du grenat, y est rarement observée parce que le grenat est partiellement dissous lors de la rétro-morphose.

De ces deux hypothèses, la deuxième me paraît vraisemblable: elle est en accord avec (i) la présence de zoïsite prograde dans les paragenèses à grenat + omphacite + glaucophane et (ii) l'existence du rutile et non du sphène.

- . l'assemblage rétro-morphique a lui-même une histoire, ainsi qu'en témoignent deux observations:

- le rutile est d'abord remplacé par l'ilménite, auquel succède localement le sphène (Fig. 2-58C).

- l'apparition des symplectites à amphibole bleue-verte + plagioclase, au moins dans les sites du glaucophane, est postérieur au développement au contact grenat - glaucophane d'un liseré d'amphibole verte sombre à fort pélochromisme (Fig. 2-58A): la succession glaucophane → amphibole verte → amphibole bleu vert + plagioclase est donc observée.

Eclogites GPII

La rétro-morphose des éclogites GPII a été subdivisée en deux étapes majeures.

Durant le stade B apparaissent des associations à albite 1 + amphibole 3 + symplectites à pyroxène - plagioclase dans les niveaux clairs, à albite 1 + amphibole 3 + calcite dans les niveaux sombres. Les albites 1 sont pures (la teneur en anorthite ne dépasse pas 2%), les amphiboles 3 des magnésio-hornblendes.

Durant le stade C se développe dans les fentes une association à albite 2 + amphibole 4 + épidote + calcite + chlorite. Les albites 2 sont légèrement enrichies en calcium par rapport aux albites 1, les amphiboles 4 sont des actinotes.

Eclogites GPIII

La rétromorphose des éclogites GPIII peut être étudiée dans deux types d'échantillons. Les premiers (ARO 2 et 3) proviennent d'un boudin où la préservation des paragenèses éclogitiques est bonne : au cours de la déformation D2, ce boudin a eu un comportement fragile. Les deuxièmes (ARO 4) proviennent d'un boudin dont le comportement ductile au cours de la déformation D2 est associé à une importante rétromorphose.

Dans les échantillons ARO 2 et 3, la rétromorphose est statique : les transformations sont localisées aux limites intergranulaires, de telle sorte que les phases éclogitiques sont progressivement "noyées" dans une matrice rétromorphique.

Les transformations observées peuvent être regroupées par commodité en deux groupes. Les unes, d'extension importante, impliquent amphibole et plagioclase : ce sont (i) le développement de symplectites submicroscopiques aux limites entre grains d'omphacite et (ii) l'apparition d'amphibole bleue-verte (barroisite) + plagioclase (albite), en particulier au contact grenat - omphacite. Les autres sont localisées à proximité de certaines phases : néogenèse de biotite à proximité des micas blancs (phengite et/ou paragonite), surcroissances de carbonate (dolomite 2 ?) autour des dolomites 1, rééquilibration par diffusion intracristalline de la zoïsite qui s'enrichit en fer au contact du grenat.

Dans l'échantillon ARO 4, la rétromorphose, syncinématique, transforme les metabasites en amphibolites/prasinites foliées, à grenat relictuel et porphyroblastes de plagioclase. L'observation microscopique permet de distinguer facilement deux paragenèses successives :

- . la première, antécinématique, comprend grenat et, bien que cela ne soit pas toujours évident à démontrer, carbonate, mica blanc, zoïsite et rutilé/sphène. Le grenat contient des inclusions de glaucophane, zoïsite, carbonate, aggrégat de rutilé et sphène (rutilé au coeur et sphène à la périphérie), mica blanc et, rarement, omphacite. Ces inclusions définissent souvent une Si, rectiligne, d'orientation quelconque par rapport à Se.
- . la deuxième, syncinématique, comprend plagioclase + amphibole bleue-verte + chlorite + biotite + carbonate + ilménite + sphène. La fabrique de forme des amphiboles et des chlorites définit la foliation.

Les deux types d'échantillons ont en fait probablement la même origine, ainsi que le laisse supposer la nature et la géométrie des inclusions dans le grenat : la rétromorphose peut être statique, incomplète ou syncinématique, complète.

b. Comparaison avec le modèle

Une brève synthèse des observations précédentes montre que la rétromorphose est caractérisée, dans les divers types d'éclogites, par les associations suivantes :

- . éclogites GPI : plagioclase + amphibole bleue-verte + chlorite + biotite + ilménite (+ sphène)
- . éclogites GPII : stade B
 - albite + Mghornblende + symplectites à pyroxène-plagioclase (niveaux clairs) et albite + Mghornblende + calcite (niveaux sombres)
- stade C
 - albite + actinote + épidote + calcite + chlorite

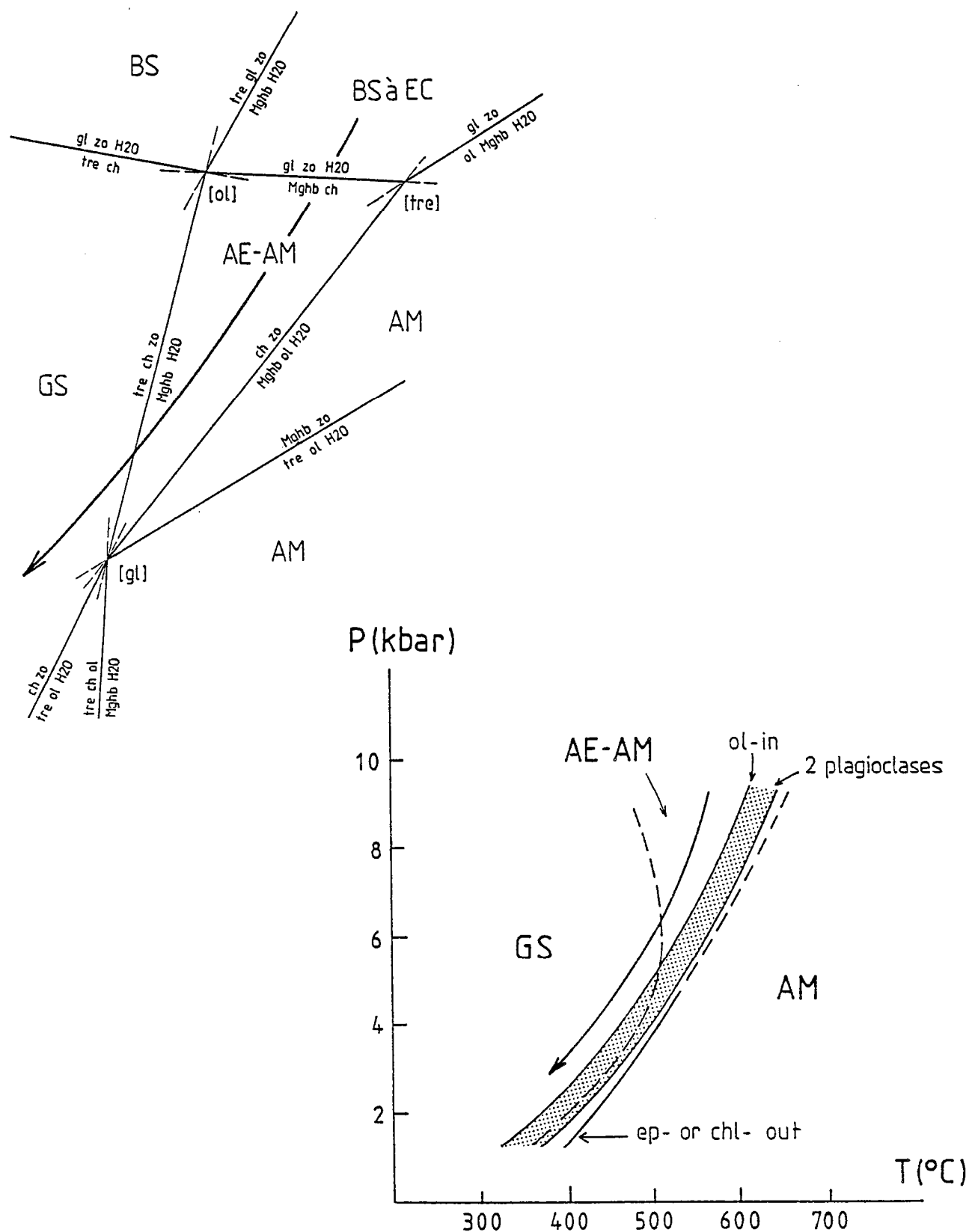


Fig.2-59 - Chemin P-T de la rétrogenèse. A : approche qualitative dans le système Na-Ca-Mg-Al-Si-O-H. B : approche quantitative. Les courbes sont tirées de Maruyama et al. (1983). GS : faciès schiste vert. BS : faciès schiste bleu. EC : faciès éclogite. AE-AM : faciès amphibolite à albite-épidote. AM : faciès amphibolite.

éclogites GPIII : albite + barroisite (+ biotite + carbonate + épidote) (éch. ARO 2 et 3)
 plagioclase + amphibole bleue-verte + chlorite + carbonate + zoïsite +
 biotite + ilménite + sphène (éch. ARO 4).

Par rapport au modèle théorique, il faut noter que le quartz est absent. Dans les éclogites GPII, où le quartz est absent des paragenèses éclogitiques (à l'exception des niveaux micacés), il ne s'est pas développé durant l'histoire rétro-morphique. Dans les éclogites GPI et GPIII, le quartz fait en général partie des assemblages éclogitiques, auquel cas il participe aux équilibres rétrogrades.

De même, le modèle théorique suppose $P(H_2O) = P_{totale}$. Ce problème sera discuté pour les éclogites GPII, où cette condition paraît remplie dans les fentes lors du stade C: il semble par contre vraisemblable que, lors du stade B, l'activité de H_2O dans la phase fluide ait été inférieure à 1. Dans les autres éclogites, en l'absence d'études détaillées, j'admettrai que $P(H_2O) = P_{totale}$.

Une deuxième différence par rapport au modèle théorique est la composition réelle des différentes phases. Comme le plagioclase, non maclé, ne peut être caractérisé qu'à la microsonde, j'admettrai, en accord avec les analyses existantes, qu'il s'agit d'albite pure. L'amphibole bleue-verte est au regard des analyses disponibles, une barroisite et/ou une hornblende sensu lato.

En tenant compte de ces remarques, l'histoire rétro-morphique est caractérisée par la succession de deux paragenèses: la première à albite + hornblende sl + zoïsite + chlorite et la deuxième à albite + actinote + épidote + calcite + chlorite.

La première association est observée dans toutes les metabasites du Grand Paradis: c'est son développement, statique ou syn-cinématique (syn-D2), qui transforme progressivement les éclogites en amphibolites/prasinites à grenat relictuel. La nature et la composition des phases dépend de manière évidente de la composition des roches: absence/présence de carbonate, absence/présence de l'ilménite et/ou du sphène, nature de l'amphibole (Mg-hornblende dans les éclogites GPII, barroisite dans les éclogites GPIII). Il faut souligner que l'apparition des symplectites à amphibole - plagioclase, au moins dans les sites du glaucophane, est postérieure au liseré réactionnel d'amphibole verte, de composition pargasitique, au contact grenat - glaucophane.

La deuxième association n'a été observée que dans les fentes de l'échantillon BAR'11.

La rétro-morphose débute donc dans le faciès albite-épidote amphibolite et s'achève en faciès schiste vert (Fig. 2-59).

3 - ESTIMATION DES CONDITIONS P-T DE LA RETROMORPHOSE

L'estimation des conditions P-T du métamorphisme dans les metabasites des faciès schiste vert et amphibolite n'est pas chose aisée: le nombre de phases est restreint et constant et les équilibres d'échange entre ces phases n'ont fait l'objet que de calibrations empiriques.

Je n'ai analysé en détail que la rétro-morphose des éclogites GPII, où plusieurs méthodes d'estimation des conditions P-T sont applicables.

a. Composition et variation de composition des amphiboles

La signification des variations de composition des amphiboles en fonction des conditions P-T de cristallisation a fait l'objet de nombreuses discussions depuis la synthèse de Leake (1965).

En dehors des approches théoriques, qui formalisent les réactions possibles (Thompson et al., 1982) ou fournissent un modèle thermodynamique (Holland et Richardson, 1979) pour les assemblages à amphibole + chlorite + épidote + plagioclase + quartz + H₂O, deux approches sont possibles.

Il y a tout d'abord des approches expérimentales. Celles-ci étudient soit la transformation d'un basalte en amphibolite, en mettant l'accent sur la transition entre les faciès schiste vert et amphibolite (Liou et al., 1974; Moody et al., 1983; Apted et Liou, 1983) ou sur la composition des amphiboles (Spear, 1981), soit une réaction donnée, par exemple chlorite + plagioclase + calcite + quartz = hornblende + zoisite + CO₂ + H₂O (Plyusnina, 1982). Il faut y ajouter les données expérimentales sur l'hydratation syntectonique de basaltes (Rutter, 1984; Rutter et al., 1985).

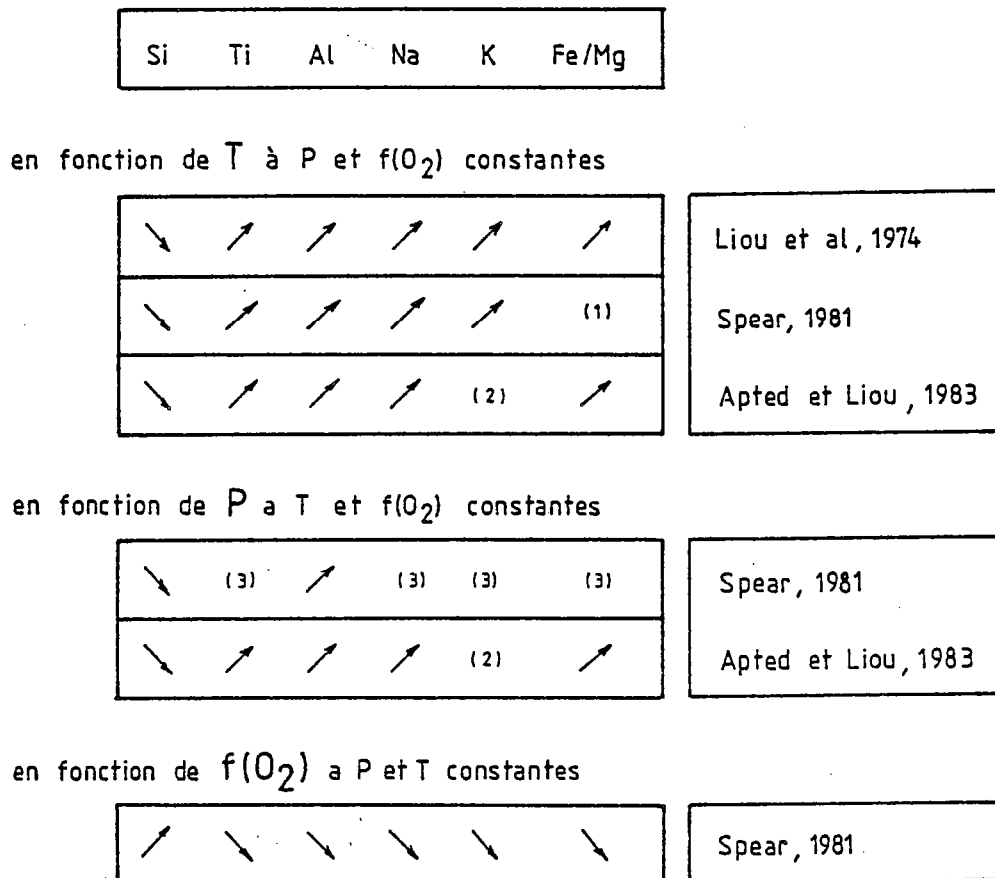


Fig.2-60 - Synthèse des données expérimentales sur les variations de composition des amphiboles.

Une synthèse des travaux expérimentaux est à la fois difficile et décevante (Fig. 2-60) :

- * à P et $f(O_2)$ constantes, les teneurs en TiO_2 , Al_2O_3 et Na_2O des amphiboles augmentent avec la température (les teneurs en SiO_2 diminuent). Le rapport FeO/MgO augmente avec (Liou et al., 1974; Apted et Liou, 1983) ou est insensible à (Spear, 1981) la température. Les variations de composition des amphiboles ne sont pas linéaires, en particulier à BT: une forte augmentation des teneurs en Al_2O_3 aux environs de 500-550°C à 2kbar/QFM (Liou et al., 1974) et à 7kbar/NNQ (Apted et Liou, 1983) a été observée alors que les variations sont faibles à des températures inférieures ou supérieures à cet intervalle.

- * à T et $f(O_2)$ constantes, TiO_2 , Al_2O_3 et Na_2O augmentent avec la pression (Liou et al., 1974; Apted et Liou, 1983) (SiO_2 diminue). Les expériences de Spear (1981) à 700°C sont en accord avec une augmentation de Al_2O_3 (Al^{IV} et Al^{VI}) et une diminution de SiO_2 avec la pression : le comportement de Na_2O n'a pu être établi avec certitude, les variations observées étant supérieures aux incertitudes analytiques.

- * à T et P constantes, une diminution de $f(O_2)$ a même effet qu'une augmentation de température (en particulier augmentation de TiO_2 et Al_2O_3).

Il revient à Spear (1981) d'avoir montré l'importance de $f(O_2)$ et l'interdépendance des deux variables $a(SiO_2)$ et $f(O_2)$. Seules les expériences avec le tampon hématite - magnétite (c'est à dire à forte fugacité d'oxygène) contiennent du quartz. En présence de quartz, pour une teneur constante en (Na + K) et à conditions P-T $f(O_2)$ égales, s'observe une diminution (augmentation) des teneurs en Al_2O_3 et Na_2O (SiO_2) et une diminution du site A.

Viennent ensuite les approches empiriques, qui comparent la composition des amphiboles dans les metabasites en fonction des conditions P-T estimées du métamorphisme (en termes de faciès, de séries de faciès, par rapport aux associations des métapelites, en fonction de calibrations géothermobarométriques indépendantes...).

Comme la composition des amphiboles dépend non seulement des conditions P-T du métamorphisme mais aussi de la composition chimique de la roche étudiée, il est préférable de restreindre le problème à l'observation des variations de composition des amphiboles dans un assemblage donné, qui en "tamponne" la composition.

Plusieurs exemples peuvent être cités. Harte et Graham (1975) analysent les paragenèses des metabasites dans les assemblages à quartz + albite + épidote, en supposant $P_{fluide} = P_{total}$. Brown (1977) restreint son analyse aux assemblages à amphibole + chlorite + albite + Fe-oxyde. La plupart des études récentes ont suivies Laird (1980), qui analyse l'assemblage "commun" amphibole + chlorite + épidote + plagioclase + quartz (+ sphène ou rutile ou ilménite, magnétite ou hématite, muscovite ou biotite, calcite ou dolomite/ankérite, apatite, tourmaline, pyrite/pyrrhotite, chalcopryrite) : les associations à stilpnomélane ou grenat relèvent de compositions particulières (ferreuses).

Les observations des metabasites sont, dans les grandes lignes, en accord avec les données expérimentales, bien que l'évolution de la composition des amphiboles soit plus souvent traitée en fonction du "degré" du métamorphisme que des deux variables indépendantes P et T, le rôle de $f(O_2)$ étant rarement discuté (Leake, 1965; Miyashiro, 1973; Raase, 1974; Laird et Albee, 1981a et b; Hynes, 1982...). D'une façon générale, l'augmentation des teneurs en TiO_2 , Al_2O_3 et du rapport FeO/MgO est associée à celle de la température, l'augmentation de Na_2O ou Na^{M4} à celle de la pression.

Discuter les variations de compositions des amphiboles revient donc à analyser les variations des teneurs en TiO_2 , Al_2O_3 et Na_2O et du rapport FeO/MgO . Les amphiboles rétro-morphiques des éclogites GPII sont caractérisées par (i) de faibles teneurs en TiO_2 et (ii) d'importantes variations des teneurs en Al_2O_3 et Na_2O .

Les faibles teneurs en TiO_2 (les variations observées sont dans bien des cas inférieures aux incertitudes analytiques) résultent d'abord de la faiblesse des températures ($< 550^\circ C$) et peut être surtout, au moins en ce qui concerne les amphiboles 3, des valeurs élevées de la pression : le rayon ionique de Ti^{4+} dans les sites hexacoordinés étant élevé ($r_i = 0.68 \text{ \AA}$), Ti n'est pas incorporé dans les réseaux cristallins à HP. Une telle observation est classique, par exemple dans les éclogites, où les teneurs en TiO_2 du grenat, de l'omphacite et de l'amphibole sont toujours négligeables et le rutile (ou le sphène) présent.

Les variations de composition des amphiboles sont essentiellement dues aux variations des teneurs en Al_2O_3 et Na_2O .

Du coeur vers la bordure des amphiboles 3 s'observe une constance (ou une faible diminution) des teneurs en Al_2O_3 et une diminution des teneurs en Na_2O . Ces variations traduisent une forte diminution de la substitution glaucophanitique, alors que la substitution edenitique est constante (ou en faible diminution) et la substitution tschermakitique en faible augmentation.

Des amphiboles 3 aux amphiboles 4 s'observe une diminution des teneurs en Al_2O_3 et Na_2O , qui est l'expression d'une forte diminution des substitutions edenitique, tschermakitique et glaucophanitique.

L'interprétation de ces variations est délicate. Le modèle de Holland et Richardson (1979) ne peut être appliqué :

- . le quartz est absent durant les stades B et C: il n'a pas été possible, en l'absence de quartz, de montrer la constance de $a(SiO_2)$,
- . la chlorite est absente durant le stade B,
- . les assemblages observés durant le stade B dans les niveaux sombres (Mg-hornblende + albite + calcite) et clairs (Mg-hornblende + albite) n'incluent pas l'épidote, bien que celle-ci puisse être à l'équilibre avec la paragenèse rétro-morphique dans les niveaux clairs,
- . la supposition $P(H_2O) = P_{totale}$ ou $a(H_2O) = \text{constante}$ n'est pas vérifiée dans les niveaux clairs lors du stade B.

Un certain nombre de "recettes" classiques peuvent alors être utilisées : je n'en discuterai que deux.

Brown (1977) a proposé d'utiliser la teneur des amphiboles calciques en Na dans le site M4 comme un indicateur de P. Une calibration empirique a été effectuée (Fig. 2-61) : sur ce diagramme, l'axe vertical (Na^{M4}) est une mesure de la substitution glaucophanitique alors que l'axe horizontal (Al^{IV}) condense les substitutions edenitique et glaucophanitique.

Les variations de composition des amphiboles rétro-morphiques des éclogites GPII, bien que ne faisant pas partie d'un assemblage tamponné, peuvent être interprétées comme une diminution de la pression durant le stade B et du stade B au stade C.

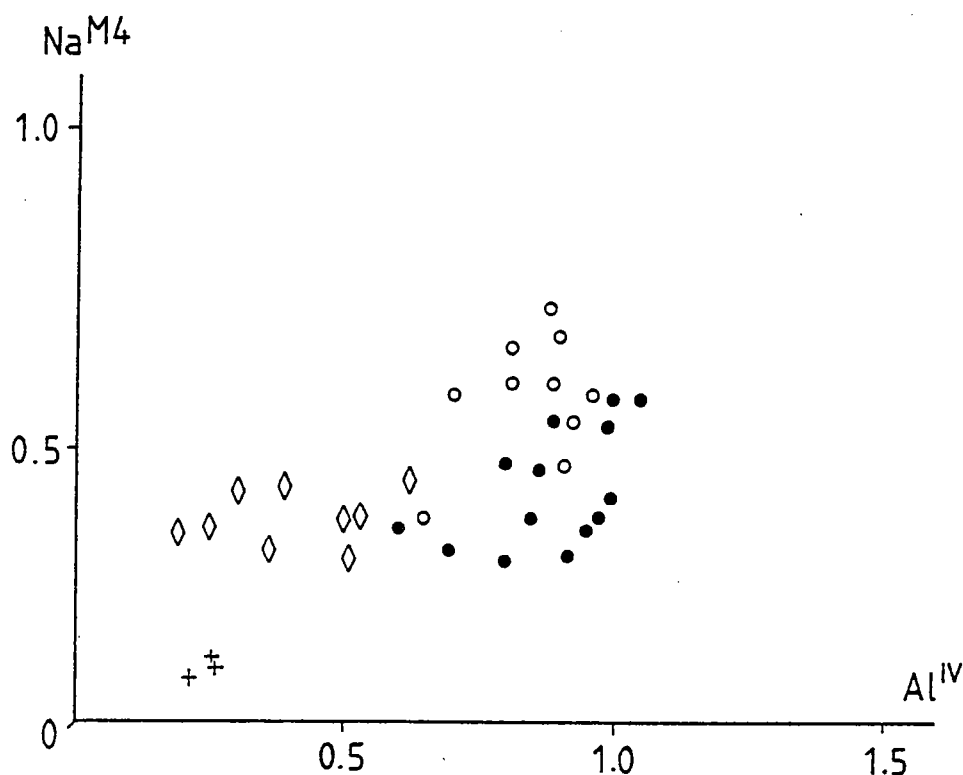


Fig.2-61 - Représentation des amphiboles des éclogites GP II dans le diagramme de Brown (1977). Losanges : amphiboles 1 calciques. Cercles : amphiboles 3 (vides = coeurs, pleins = bordures). Croix : amphiboles 4.

Laird et Albee (1981) ont proposé une série de diagrammes qui permettent de distinguer les séries de faciès en fonction de la composition des amphiboles. Tel est en particulier le cas du diagramme $\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Na}) = f(\text{Al}/(\text{Si}+\text{Al}))$, qui est indépendant de la normalisation choisie pour le calcul de la formule structurale (Fig. 2-62).

Les amphiboles 3 sont situées dans le champ des amphiboles des séries de HP. Les analyses ne sont pas dispersées: une corrélation linéaire entre les deux paramètres reportés peut être notée, tant en ce qui concerne les coeurs que les bordures. En utilisant les critères des auteurs (l'axe vertical est "fonction" de la pression, l'axe horizontal de la température), les variations de composition du coeur vers la bordure des amphiboles 3 signifieraient à la fois une diminution forte en pression et faible en température des conditions du métamorphisme.

Les amphiboles 4 sont situées près de l'origine et de la droite de pente 1: elles reflèteraient une forte diminution des conditions P et T entre les stades B et C.

En conclusion, les variations de composition des amphiboles rétro-morphiques des éclogites GP II sont compatibles avec (i) une constance de la température (ou une faible diminution) et une diminution de la pression durant le stade B et (ii) une forte diminution de la pression et de la température du stade B au stade C. Cette conclusion n'est pas sans analogie avec celle de Fabriès (1966), il y a vingt ans déjà...

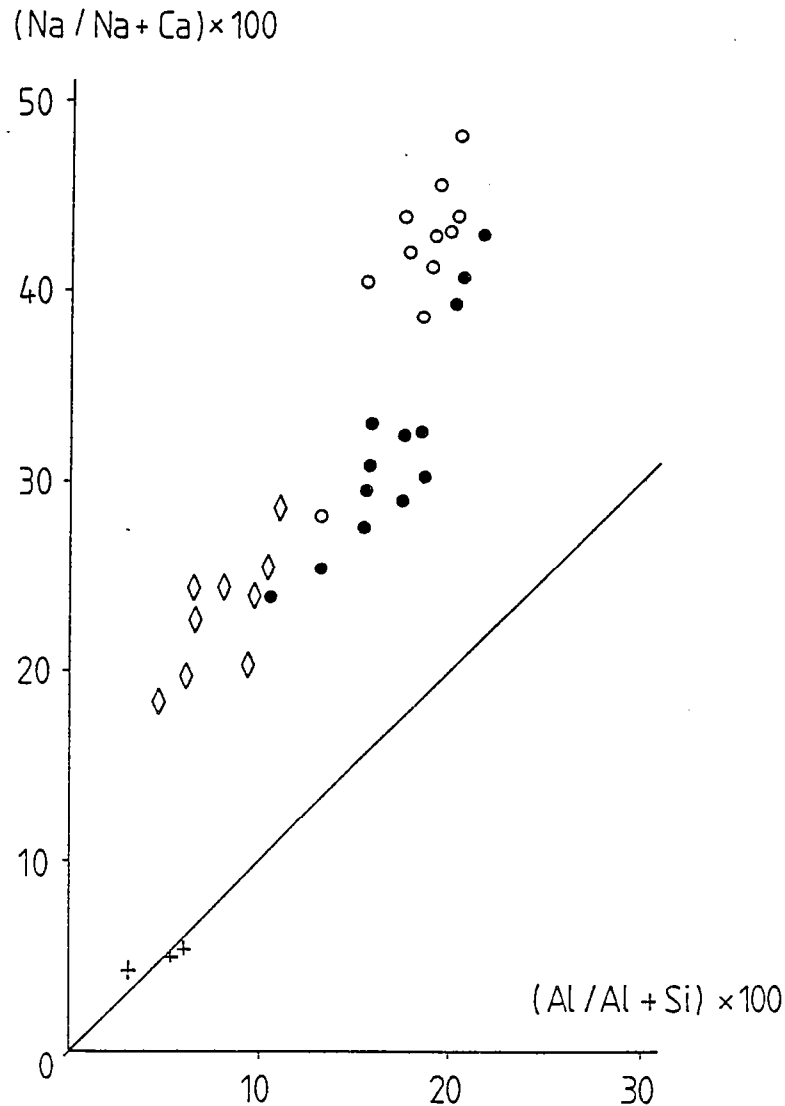


Fig.2-62 - Représentation des amphiboles des éclogites GP II dans le diagramme de Laird et Albee (1981b). Memes symboles que pour la figure 2-61.

b. Composition et variation de composition des plagioclases

Tous les plagioclases analysés dans les éclogites GPII sont des albites pures, à ceci près qu'une légère différence de composition existe entre albite 1 (stade B) et albite 2 (stade C) (Fig. 2-22). Cette différence est-elle significative et interprétable ?

La composition du plagioclase est une expression de l'équilibre du plagioclase avec les autres phases calciques et alumineuses (zoïsite/épidote, calcite et amphibole) suivant le vecteur d'échange $CaAlNa_{-1}Si_{-1}$. En l'absence de phases calciques et alumineuses, la teneur en anorthite du plagioclase est seulement fonction de la composition globale de la roche. Lorsque des phases calciques et alumineuses sont présentes, la composition du plagioclase n'est plus seulement fonction de la composition globale du système mais aussi de la nature et de la composition des phases présentes: celles-ci tamponnent la composition du plagioclase.

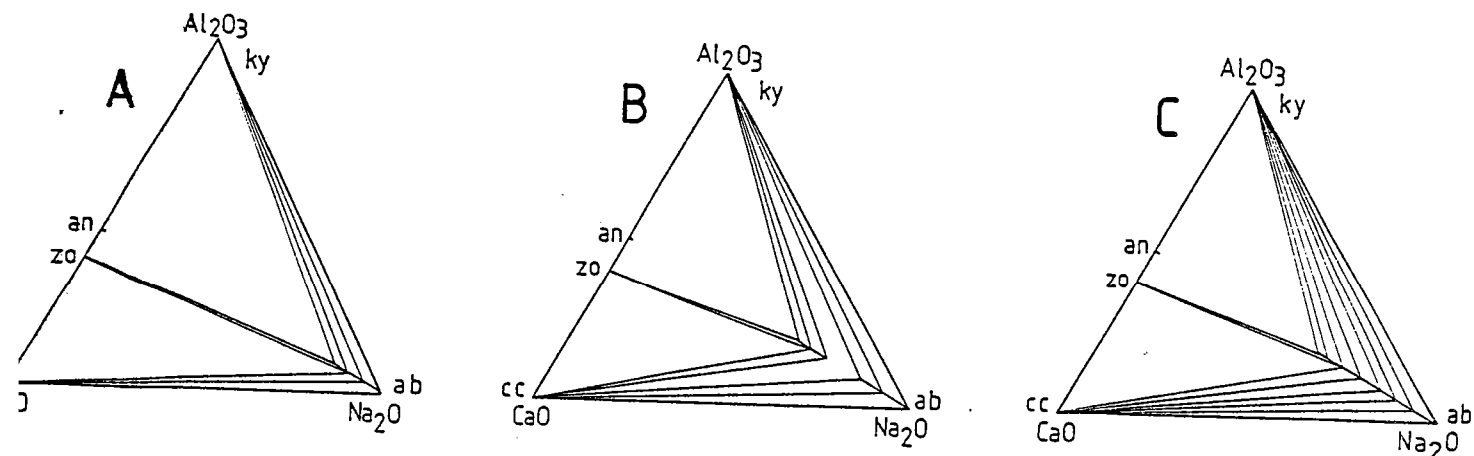


Fig.2-63 - Modèle d'évolution de la composition des plagioclases à température croissante (d'après Ramberg, 1952).

Bien que Maruyama et al. (1982) aient proposés un modèle de tamponnage pour les assemblages à amphibole + chlorite + zoïsite + plagioclase + quartz + H_2O , j'ai construit un modèle simplifié (Fig. 2-63) en utilisant la même approche que Ramberg (1952), afin de tenir compte de l'absence de chlorite durant le stade B et de la présence de calcite durant les stades B et C. Les deux modèles supposent la présence de quartz (non observé) et $P_{fluide} = P_{totale}$.

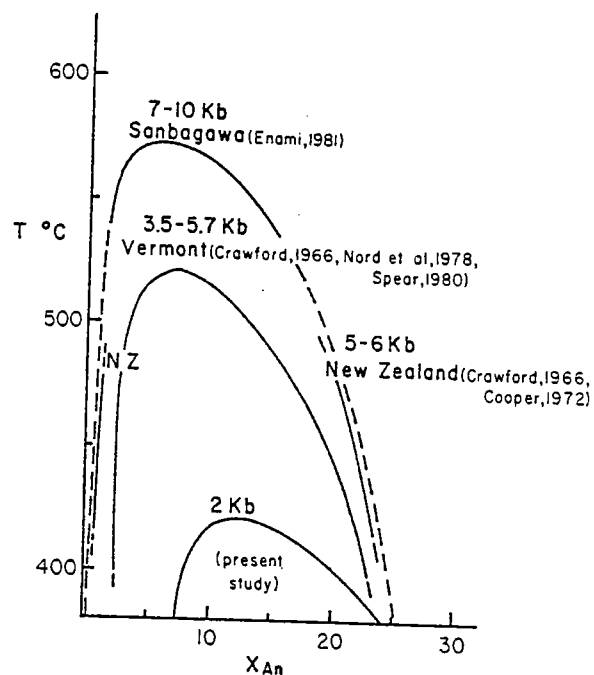


Fig.2-64 - Diagramme de phase des plagioclases : la lacune de la péristerite (d'après Maruyama et al., 1982).

Le modèle présenté tient compte de l'existence à BT de la lacune de miscibilité de la péristérine au sein des plagioclases (Goldsmith, 1982; Smith, 1984). Plusieurs auteurs se sont attachés à préciser la forme du solvus dans l'espace T-X (Maruyama et al., 1982; Grapes et Otsuki, 1983; Ashworth et Evirgen, 1985). D'après leurs recherches (Fig. 2-64), le solvus, asymétrique, présente un flanc albitique subvertical: la crête du solvus se déplace à pression croissante à la fois vers les hautes températures et les basses teneurs en anorthite.

L'histoire rétro-morphique des éclogites GPII a eu lieu à une température inférieure à celle de la fermeture du solvus, l'oligoclase (ou la co-existence albite-oligoclase) n'ayant jamais été observée.

Durant le stade B, le joint zoïsite-plagioclase (albite 1) est observé dans les niveaux clairs, le joint calcite-plagioclase (albite 1) dans les niveaux sombres. Comme il n'existe pas de différence de composition du plagioclase dans les deux types de niveaux, le plagioclase est situé sur le flanc albitique du solvus: sa teneur en anorthite est maximale. Il en est de même durant le stade C, où s'observe dans les fentes l'association épidote-calcite-plagioclase (albite 2).

En conséquence, la différence de composition entre albite 1 et albite 2 est significative: l'augmentation des teneurs en anorthite des plagioclases entre les stades B et C peut donc être interprétée comme le témoin d'une baisse de la pression.

c. L'échange $\text{NaSiCa}_{-1}\text{Al}_1$ entre plagioclase et amphibole

Les équilibres plagioclase-amphibole ont retenu l'attention des pétrologistes de longue date (Ramberg, 1952; Leake, 1965). Un modèle empirique des relations entre plagioclase et amphibole a été présenté par Spear (1980): ce modèle est basé sur l'analyse du vecteur d'échange $\text{NaSiCa}_{-1}\text{Al}_1$ dans les deux phases.

Selon ce vecteur d'échange, plagioclase et amphibole sont des solutions non-idéales: en témoignent, dans les plagioclases, la lacune de la péristérine (cf. infra) et, dans les amphiboles, des lacunes entre actinote et hornblende d'une part, amphiboles sodiques et calciques d'autre part. Un diagramme de phase est proposé par Spear (1980) pour les plagioclases et les amphiboles, ce qui lui permet de construire les topologies successives de l'échange $\text{NaSiCa}_{-1}\text{Al}_1$ entre les deux phases à température croissante.

L'utilisation du modèle précédent nécessite une critique préalable.

Le diagramme de phase des amphiboles suppose que la lacune de miscibilité entre amphiboles sodiques et calciques disparaît entre 400°C et 500°C. Ceci n'est pas le cas, comme le démontrent les observations de cette lacune, tant dans les éclogites de la zone Sesia-Lanzo (Koons, 1982b; Hy, 1984) que dans celles des unités océaniques, les premières ayant cristallisées vers 550°C-600°C, les deuxièmes aux environs de 500°C. Bien que Spear (1980) ne spécifie pas la pression à laquelle le diagramme est valide, la température au-delà de laquelle la lacune n'existe plus est inconnue, qu'elle que soit la pression (Robinson et al., 1982).

Aussi ai-je modifié le diagramme de phase des amphiboles (Fig. 2-65). Il s'ensuit que la succession des topologies doit elle aussi être modifiée (Fig. 2-66). Aux températures où est stable la topologie D, la lacune entre amphiboles sodiques et calciques existe. A des températures supérieures, en l'absence d'informations contradictoires, les topologies E et F peuvent être acceptées sans modifications.

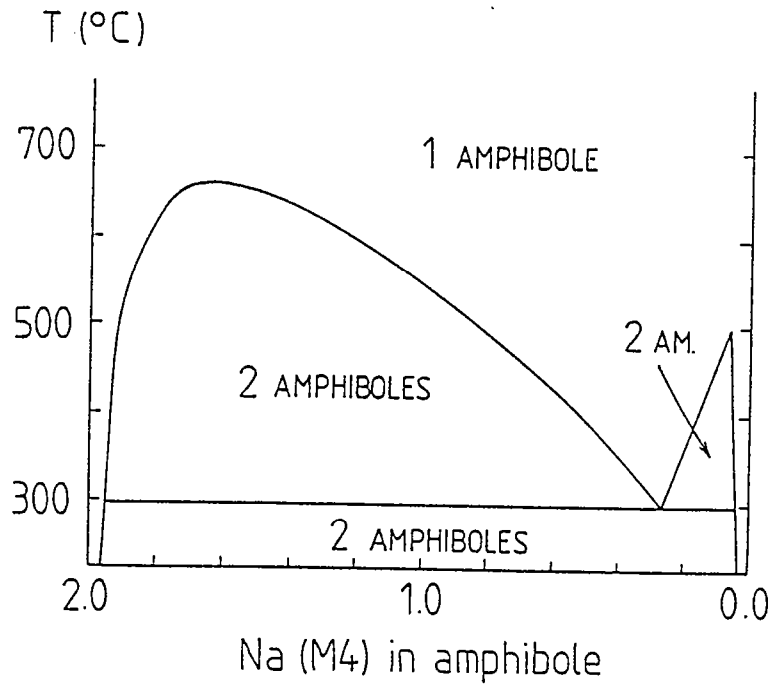


Fig.2-65 - Diagramme de phase des amphiboles : les lacunes de miscibilité entre amphiboles sodique (glaucophane) et calciques (actinote et hornblende).

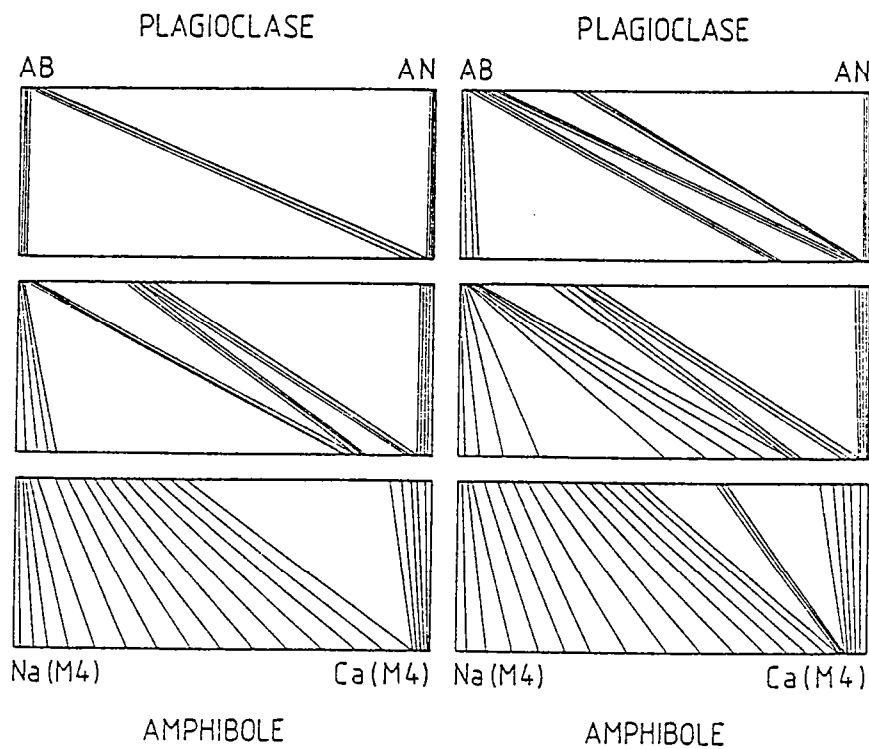


Fig.2-66 - L'échange $\text{Na Si Ca}_1\text{Al}_1$ entre amphibole et plagioclase : évolution en fonction de la température (modifié d'après Spear, 1980).

En tenant compte de cette remarque, les équilibres plagioclase-amphibole qui sont observables lors de la rétro-morphose des élogites GPII (Fig. 2-67) appartiennent probablement à la topologie D lors du stade B (noter la rotation du joint plagioclase-amphibole lors de la transition coeur-bordure) et à la topologie B lors du stade C.

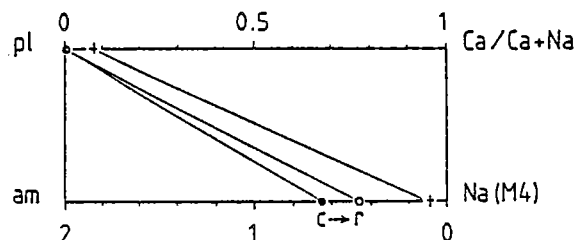


Fig.2-67 - Topologie observée de l'échange $\text{Na Si Ca}_{-1}\text{Al}_{-1}$ entre amphibole et plagioclase dans les élogites GP II. Memes symboles que pour la figure 2-61.

En acceptant la tentative de calibration quantitative de cette réaction d'échange que propose Spear (1980) les températures seraient de l'ordre de 500°C durant le stade B et de l'ordre de 400-450°C durant le stade C (Fig. 2-68).

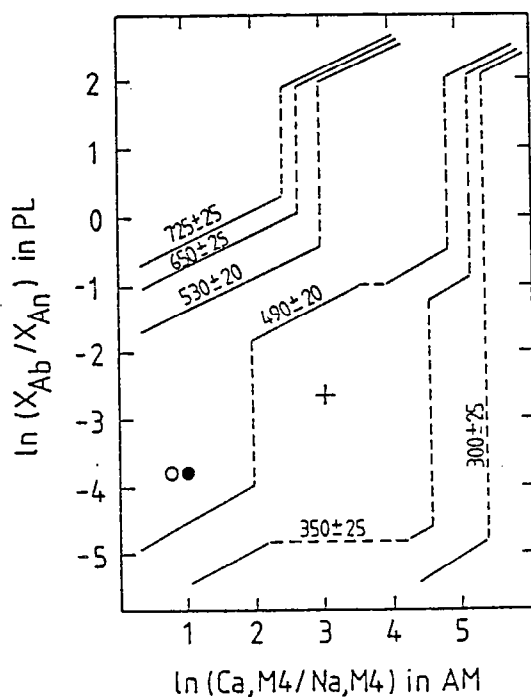


Fig.2.68 - Estimation de la température lors de la rétro-morphose grâce à l'équilibre amphibole-plagioclase (d'après Spear, 1980). Memes symboles que pour la figure 2-61.

d. La teneur en jadéite des pyroxènes des symplectites

La coexistence de diopside et d'albite dans les symplectites qui se sont développées autour des amphiboles 3a aux dépens de l'omphacite permet une estimation de la pression lors du stade B.

Sans revenir sur la discussion antérieure, deux positions peuvent être adoptées:

- . au sens strict, la coexistence de diopside et d'albite en l'absence de quartz fournit une estimation maximale de la pression, à une température donnée,
- . si l'équilibre omphacite + SiO_2 = diopside + albite contrôle effectivement le développement des symplectites, comme je le montrerai, alors la pression estimée est celle à laquelle a lieu l'équilibre entre albite, quartz et diopside.

Quelle que soit la position adoptée, les faibles teneurs en jadéite du diopside et les fortes hétérogénéités de composition des pyroxènes impliquent une forte incertitude sur l'estimation effectuée (Fig. 2-52).

En adoptant une teneur moyenne en jadéite de 10% pour le diopside et en supposant que la rétro-morphose a lieu à 500°C, l'équilibre albite + quartz + diopside a lieu aux environs de 5kbar.

e. L'échange FeMg_1 entre grenat et amphibole

Graham et Powell (1984) ont calibré empiriquement la réaction FeMg_{-1} (grenat) = FeMg_{-1} (hornblende), qui peut être utilisé comme géothermomètre à trois conditions:

- . la température ne doit pas avoir été supérieure à 850°C,
- . la teneur en Mn du grenat doit être faible ($X_{\text{Mn}} < 0.1$),
- . l'activité de O_2 doit être faible, de façon à réduire le problème de la répartition Fe^{2+} - Fe^{3+} dans la hornblende (et l'incertitude qui en découle sur le rapport Fe^{2+} - Mg^{2+}).

Ces conditions étant remplies dans les éclogites GPII, le géothermomètre peut y être appliqué, en particulier dans les niveaux sombres où coexistent grenat et hornblende.

Je ne doute pas qu'une telle affirmation puisse surprendre: le grenat qui appartient au stade A, peut-il être à l'équilibre avec les amphiboles du stade B?

Je montrerai que la croissance des amphiboles 3 dans les niveaux sombres s'effectue par une réaction continue, qu'il est possible d'équilibrer, au cours de laquelle le grenat est dissous. Les analyses à la microsonde ont mis de plus en évidence l'existence d'une modification de la composition des bordures du grenat au contact des amphiboles 3 (enrichissement en Mn et appauvrissement en Mg) (Fig. 2-13).

Géométrie et composition actuelles du grenat sont donc le résultat de la compétition de deux phénomènes: vitesse de dissolution du grenat (résorption) et vitesse de diffusion des ions dans le réseau du grenat (rééquilibration): si la première est inférieure à la deuxième, l'équilibre peut être réalisé et le géothermomètre utilisé.

Il est en fait impossible de déterminer rigoureusement le processus dominant (dissolution ou diffusion). Bien que des approches numériques de ce problème soient tentées (Robertson et Carlson, 1985), une approche empirique peut être suivie: l'échange FeMg_1 entre grenat et hornblende permet de calculer une température qui doit être compatible avec les informations géothermométriques de méthodes indépendantes.

Les températures obtenues pour le stade B de la rétro-morphose des éclogites GPII sont comprises entre 550°C et 600°C. Ces températures paraissent élevées (absence d'oligoclase dans les metabasites et de staurotide dans les métapelites du Grand Paradis) : elles favorisent donc l'interprétation selon laquelle l'équilibre grenat-hornblende n'a jamais été atteint, la vitesse de dissolution étant supérieure à la vitesse de diffusion.

Ce résultat est en accord avec les conclusions de Graham et Powell (1984) quant à la fiabilité du géothermomètre grenat-hornblende dans les roches éclogitiques.

III.4 - CONCLUSION : HISTOIRE P-T DES ECLOGITES DU MASSIF DU GRAND PARADIS

L'objet de ce paragraphe est de présenter à la fois une synthèse et une discussion des estimations P-T qui ont été antérieurement effectuées, afin de déterminer l'histoire P-T des éclogites du massif du Grand Paradis. Ceci suppose que les éclogites proviennent d'unités ayant subies la même histoire P-T. La validité de cette supposition sera discutée dans la conclusion générale (3ème partie). Il en sera de même de la signification de l'histoire P-T des éclogites.

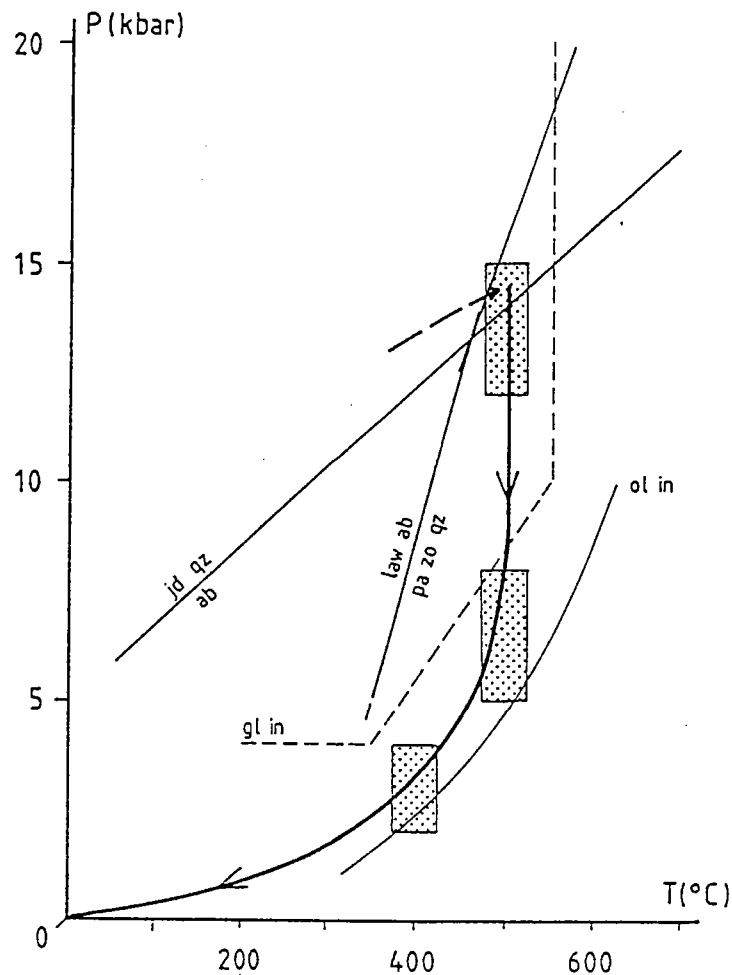


Fig.2-69 - Histoire P-T des metabasites du Grand Paradis. Limite de stabilité de la glaucophane d'après Maresch (1977). Apparition de l'oligoclase (ol in) d'après Maruyama et al. (1983). Autres courbes d'après Holland (1980) et Heinrich et Althaus (1980).

1 - HISTOIRE PROGRADE

L'histoire prograde, c'est à dire jusqu'à la fin de la croissance des phases éclogitiques (en particulier du grenat), se développe probablement à température croissante. Cette évolution de la température est en accord avec les modèles réactionnels, qui prédisent et/ou expliquent (i) les relations de phase (par exemple disparition de la zoïsite dans les éclogites GPI, des amphiboles - actinote et glaucophane - dans les éclogites GPII et GPIII) et (ii) la zonation du grenat. Elle est en outre compatible avec l'évolution de l'échange $FeMg_{-1}$ entre grenat et omphacite dans les éclogites GPII (Fig. 2-57).

L'évolution en pression au cours de l'histoire prograde n'a pu être déterminée, la signification de l'augmentation des teneurs en jadéite du pyroxène n'ayant pas été établie : si le modèle réactionnel de Koons (1982b) s'applique, cette évolution de la composition du pyroxène traduit une augmentation de la pression. Que la partie de l'histoire prograde qui nous est encore accessible se soit déroulée à HP ne fait cependant pas de doute : la présence de glaucophane et la composition de l'actinote en inclusion dans le grenat en témoignent.

Jusqu'à présent, la préservation de paragenèses progrades dans les éclogites du massif du Grand Paradis n'avait jamais été décrite, si j'excepte la mention que j'en fis (Ballèvre, 1984).

Des reliques progrades avaient cependant été antérieurement observées dans d'autres lithologies. La présence de margarite en inclusion dans le chloritoïde de métapélites alumineuses et magnésiennes (Chopin, 1977, 1979) apporte par rapport aux paragenèses progrades des éclogites une information supplémentaire : en admettant que la margarite était à l'équilibre avec le quartz, l'association margarite + quartz est un témoin durant l'histoire prograde de pressions inférieures à celles de l'équilibre final, ce qui ne saurait surprendre.

2 - EQUILIBRATION ECLOGITIQUE

L'équilibration éclogitique a lieu, sur la base de l'échange $FeMg_{-1}$ entre grenat et pyroxène, aux environs de 500°C. Cette température implique des pressions minimales de l'ordre de 12kbar (limite inférieure de stabilité de l'association omphacite (jd_{50}) + quartz) ou 13kbar (limite inférieure de stabilité des phengites Si_{35}) et des pressions maximales de l'ordre de 15-16kbar (présence de l'association paragonite + zoïsite + quartz, pour $a(H_2O) = 1$).

L'estimation des conditions P-T du climax éclogitique est soumise à de fortes incertitudes, en particulier en ce qui concerne la pression, toute estimation de la pression étant fonction de la température. A ceci s'ajoute le fait que la position de certaines courbes de réaction dans l'espace P-T dépend de l'activité de H_2O .

Examinons d'abord le problème des températures.

Chopin (1979) a estimé les températures de l'ordre de 400-450°C, sur la base des équilibres de phase et en accord avec le calcul d'une valeur de KD Fe/Mg grenat/pyroxène. Des températures du même ordre de grandeur ont été obtenues par Dal Piaz et Lombardo (1982) (440 - 460°C) et Benciolini et al. (1984) (396-412°C) dans les éclogites (thermométrie grenat/pyroxène).

Admettre de telles valeurs pose un problème:

- . l'association lawsonite + albite (ou son équivalent à HP lawsonite + jadéite) n'ayant jamais été observée, la stabilité de l'association paragonite + zoïsite + quartz impose, à une température donnée, une pression maximale. Plus la température est faible, plus les pressions maximales possibles sont faibles: à 400°C, l'association lawsonite + albite est stable au-dessus de 8.5kbar; à 450°C au-dessus de 12kbar (pour $a(\text{H}_2\text{O})=1$),
- . les pressions minimales possibles peuvent être calculées à partir de la composition des omphacites et des phengites. A 400°C (450°C) l'association omphacite(jd_{50}) + quartz n'est stable qu'au-dessus de 10(11) kbar, les phengites Si_{35} au-dessus de 11(12) kbar. Ces valeurs situent l'équilibration éclogitique dans le champ de stabilité des associations lawsonite + albite et lawsonite + jadéite.

Pour résoudre cette contradiction, deux attitudes sont possibles : ou admettre que $a(\text{H}_2\text{O})$ est significativement inférieure à 1, ou admettre que des températures inférieures à 450°C ne sont pas réalistes. J'ai choisi la deuxième solution en accord avec les températures calculées par la méthode d'Ellis et Green (1979) (partage Fe/Mg grenat/pyroxène, qui est indépendant de $a(\text{H}_2\text{O})$ et en tenant compte de l'effet du rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$). C'est pourquoi la valeur de 500°C ($\pm 50^\circ\text{C}$) a été retenue.

Venons-en au problème des pressions.

A 500°C, les valeurs minimales et maximales de la pression définissent une fourchette (entre 12 et 16kbar) à l'intérieur de laquelle est situé l'équilibre albite = jadéite + quartz (13.5kbar à 500°C).

Il n'a jamais été possible de démontrer l'existence d'associations à jadéite + quartz dans, entendons-nous bien, le massif du Grand Paradis au sens strict (unité du Grand Paradis). Celles-ci ont certes été décrites dans l'unité de Bonneval (Saliot, 1973, 1978; Chopin, 1979) mais il n'est pas évident qu'elle ait subi la même histoire P-T que l'unité du Grand Paradis (cf. 3ème partie).

En l'état actuel des connaissances, le métamorphisme éclogitique dans le Massif du Grand Paradis a eu lieu aux environs de 500°C, 12-15kbar.

3 - HISTOIRE RETROGRADE

L'histoire rétrograde (c'est à dire la transformation des éclogites en amphibolites) a lieu dans le faciès albite-épidote amphibolite: elle est synchrone de ce qui paraît être la déformation régionale majeure (déformation D2). Des paragenèses en faciès schiste vert sont observables dans les fractures tardives des lentilles éclogitiques.

L'étude détaillée de la rétrogenèse des éclogites GPII a mis en évidence (i) durant le stade B (albite - épidote amphibolite faciès), une forte diminution de la pression à température constante ou en faible diminution (zonation des amphiboles) et (ii) une forte diminution de la pression et de la température entre les stades B et C (composition des amphiboles et des plagioclases, équilibre amphibole-plagioclase). J'ai proposé pour le stade B des valeurs de l'ordre de 500°C, 5-8kbar et, pour le stade C, T=400-450°C et P < 4kbar.

Tous les auteurs ont jusqu'à présent caractérisé l'histoire rétrograde de façon négative par (i) l'absence de staurotide dans les métapélites et (ii) l'absence d'oligoclase dans les metabasites, métapélites et orthogneiss, si j'excepte la mention de couronnes d'oligoclase autour d'albite dans les métapélites de la "série du Money" par Compagnoni et al. (1974).

Une estimation des conditions P-T de la rétro-morphose dans le massif du Grand Paradis n'a été proposée, à ma connaissance, que par Chopin (1979). Celui-ci a étendu au massif du Grand Paradis les valeurs estimées dans les carbonates manganésifères de "l'unité inférieure des schistes lustrés" (unités océaniques éclogitiques de type Zermatt-Saas Fee). Cette extension est possible au regard de l'identité des paragenèses rétro-morphiques dans les deux unités et est compatible avec les compositions des phengites et amphiboles rétro-morphiques du massif du Grand Paradis. L'estimation de Chopin ($470^{\circ} \pm 20^{\circ}\text{C}$, 5-6kbar) est compatible avec celle que j'ai faite pour le stade B.

4 - CONCLUSION

L'histoire P-T des éclogites du massif du Grand Paradis est présentée figure 2-69 : le trajet P-T peut être décrit comme une décompression isotherme.

Par rapport aux travaux antérieurs, le trajet P-T proposé est caractérisé par de fortes valeurs de la pression et de la température durant l'épisode éclogitique. Il ne peut en conséquence apparaître, comme dans le trajet P-T que propose Vearncombe (1983) à partir d'une compilation des données existantes, une augmentation de température au début de la décompression. Si une augmentation (ou une diminution) de la température a eu lieu durant les premières étapes de l'histoire rétro-morphique, elle est en tout cas inférieure aux incertitudes analytiques ($\pm 50^{\circ}\text{C}$).

Le trajet P-T proposé pourrait sembler non contraignant, les discussions précédentes ayant soulignées de nombreuses incertitudes. Je montrerai dans la troisième partie qu'il n'en est rien.

CHAPITRE 4

fluides et éclogites : une approche du
comportement de la phase fluide durant
l'histoire réactionnelle des éclogites

- IV -

FLUIDES ET ECLOGITES :
UNE APPROCHE DU COMPORTEMENT DE LA PHASE FLUIDE
DURANT L'HISTOIRE REACTIONNELLE DES ECLOGITES

IV.1 - INTRODUCTION

Le pétrologiste a accès à la composition et au comportement de la phase fluide dans les roches métamorphiques grâce à trois méthodes : (i) le calcul de la composition du fluide à l'équilibre avec une paragenèse donnée, (ii) la détermination indirecte ou directe de la composition des inclusions fluides et (iii) une analyse des échanges d'isotopes stables entre phase fluide et carbonates et/ou silicates. Seule la première est utilisée ici.

Bien que d'excellentes synthèses sur la phase fluide dans les processus métamorphiques soient disponibles (par exemple Kerrick, 1974 et Thompson, 1983), je voudrais rappeler ici quelques notions fondamentales, dans la mesure où elles sont sous-jacentes aux analyses pétrologiques qui ont été tentées dans ce chapitre.

1 - LA NOTION DE PHASE FLUIDE

Dans les roches métamorphiques, en-dehors des cas où P_{fluide} est supérieure à P_{totale} (ce qui induit les phénomènes de fracturation hydraulique), P_{fluide} peut être égale ou inférieure à P_{totale} . Dans tous les cas, une phase fluide est présente dans les espaces intergranulaires. L'état physique de cette phase fluide a fait l'objet de discussions récentes (Etheridge et al., 1983), auxquelles je renvoie pour plus de détails. Ce qui m'importe ici c'est la signification vis à vis de la règle des phases des deux hypothèses $P_{\text{fluide}} = P_{\text{totale}}$ et $P_{\text{fluide}} < P_{\text{totale}}$.

Au sens de la règle des phases, toutes les phases d'un système donné sont soumises aux mêmes conditions de pression et de température. En d'autres termes, une phase fluide n'est "présente" que si $P_{\text{fluide}} = P_{\text{totale}}$: la phase fluide est "absente" si $P_{\text{fluide}} < P_{\text{totale}}$, auquel cas le fluide ne doit pas être pris en compte dans le calcul de la variance.

Les termes "présence" et "absence" de phase fluide ont donc une signification thermodynamique précise qui peut être résumée ainsi, en supposant que le fluide ne contient qu'une espèce (H_2O) :

. en "présence" d'une phase fluide, $P(H_2O) = P_{totale}$ et $a(H_2O) = 1$: l'activité de H_2O est constante et indépendante de l'état du système (P_{totale} , T , nombre et nature des phases...)

. en l'"absence" de phase fluide, $P(H_2O) < P_{totale}$ et $a(H_2O) < 1$: l'activité de H_2O est fonction de l'état du système.

Un exemple que j'emprunte à Greenwood (1975), montrera la signification concrète de cette distinction. Soit une métapélite à quartz + muscovite + disthène + staurotide + grenat + biotite. Cette roche peut être étudiée dans le système AKFMSH.

En supposant H_2O en excès (c'est à dire $P(H_2O) = P_{totale}$ ou $a(H_2O) = 1$), la projection AFM est possible : dans cette projection, les quatre phases "AFM" disthène - staurotide - grenat - biotite ne sont pas costables, la réaction univariante staurotide + muscovite + quartz = grenat + biotite + disthène + H_2O ayant lieu (Fig. 2-70A).

Si H_2O n'est pas en excès ($P(H_2O) < P_{totale}$ ou $a(H_2O) < 1$), la projection AFM n'est plus possible : une projection à partir de quartz, muscovite et disthène sur le plan H_2O - FeO - MgO montre que seule l'association staurotide + biotite est stable en présence d'une phase fluide (pour une composition globale de la roche de type A) (Fig. 2-70B). Les autres associations (staurotide + biotite, staurotide + grenat + biotite, grenat + biotite), qui sont réalisées pour d'autres compositions (B, C, D) ne sont pas costables avec la phase fluide. En d'autres termes, $a(H_2O)$ est maximale pour l'association staurotide + biotite + H_2O (composition A) et diminue de l'association staurotide + biotite (composition B) à l'association grenat + biotite (composition D).

La discussion précédente autorise deux conclusions :

- . une projection à partir de H_2O nécessite soit $a(H_2O) = 1$ c'est à dire $P(H_2O) = P_{totale}$ soit la constance de $a(H_2O)$, quelles que soient les associations présentes,
- . dans les mêmes conditions P_{totale} - T et dans le même système, différentes compositions globales sont exprimées par différentes associations : celles-ci peuvent n'être compatibles qu'avec des valeurs différentes de $a(H_2O)$ c'est à dire "tamponner" $a(H_2O)$.

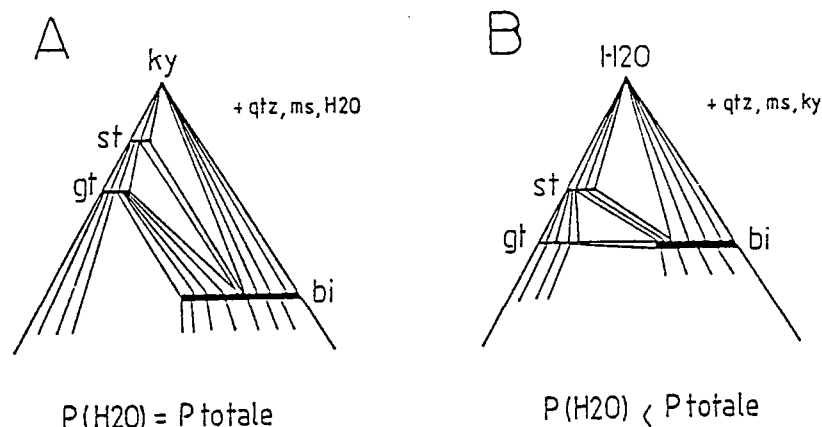


Fig.2-70 - Expression graphique des conséquences du choix "présence" ou "absence" de phase fluide sur les équilibres possibles dans une métapélite (d'après Greenwood, 1975a). Explications dans le texte.

Ainsi le choix "présence" ou "absence" de phase fluide a-t-il des conséquences importantes : l'observation de quatre phases AFM peut être interprétée (i) en "présence" d'une phase fluide, comme un assemblage réactionnel (auquel cas le pétrologiste souhaite observer dans la lame mince une texture réactionnelle) ou (ii) en l'"absence" d'une phase fluide, comme un tamponnage de $a(\text{H}_2\text{O})$ par l'assemblage observé.

2 - METHODES D'ETUDE DE LA PHASE FLUIDE

Le seul paramètre intensif auquel ait accès le pétrologiste dans les cas favorables est l'activité du constituant i dans la phase fluide.

Soit une réaction de déshydratation de type $A=B+\text{H}_2\text{O}$. Supposons que les phases participantes soient des pôles purs (ou de composition constante). L'équilibre s'écrit donc $\Delta G^0 + RT \ln a(\text{H}_2\text{O}) = 0$. La position de l'équilibre dans l'espace $P_{\text{totale}}-T$ est fonction de $a(\text{H}_2\text{O})$: l'utilisation géothermobarométrique d'un tel équilibre est donc dépendante de la valeur de $a(\text{H}_2\text{O})$. Si, inversement, P_{totale} et T sont connus (par des méthodes qui doivent être indépendantes de l'activité de H_2O), alors $a(\text{H}_2\text{O})$ peut être calculé (Ferry et Burt, 1982).

Une représentation des relations entre P , T et activité du constituant i dans la phase fluide est possible. Pour simplifier, considérons un fluide $\text{C}-\text{O}-\text{H}$ où seules sont présentes les deux espèces H_2O et CO_2 . La phase fluide peut être décrite par les variables P_{totale} , T , $a(\text{H}_2\text{O})$ et $a(\text{CO}_2)$. Deux méthodes de représentation sont classiquement utilisées.

La première est une section isobare de l'espace $P_{\text{totale}} - T - a(\text{H}_2\text{O}) - a(\text{CO}_2)$ (Fig. 2-71A). La discussion suivante, qui en montre l'utilisation, est due à Powell (1983) :

. pour $P_{\text{fluide}} = P_{\text{totale}}$, $a(\text{H}_2\text{O})$ et $a(\text{CO}_2)$ ne sont pas indépendantes, ce que traduit la relation $P(\text{H}_2\text{O}) + P(\text{CO}_2) = P_{\text{totale}}$. Le comportement de la phase fluide est décrit sans difficulté dans une section $T-a(\text{H}_2\text{O})$ de l'espace $T-a(\text{H}_2\text{O})-a(\text{CO}_2)$, qui est classiquement présentée sous forme d'un diagramme $T-X$ ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$), à une $P_{\text{donnée}}$ (cf. Kerrick, 1974),
 . pour $P_{\text{fluide}} < P_{\text{totale}}$, $a(\text{H}_2\text{O})$ et $a(\text{CO}_2)$ sont indépendantes. Le comportement de la phase fluide ne peut plus être décrit sans précaution dans une section $T-a(\text{H}_2\text{O})$ ou $T-X(\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2)$.

Supposons $a(\text{CO}_2)=0$. Dans un diagramme $T-a(\text{H}_2\text{O})$, $a(\text{H}_2\text{O})=1$ signifie $P(\text{H}_2\text{O})=P_{\text{totale}}$: toutes les valeurs de $a(\text{H}_2\text{O})$ telles que $a(\text{H}_2\text{O}) < 1$ correspondent à $P(\text{H}_2\text{O}) < P_{\text{totale}}$.

Si $a(\text{CO}_2)$ est non-nul, un diagramme $T-a(\text{H}_2\text{O})$ représente une section particulière de l'espace $T-a(\text{H}_2\text{O})-a(\text{CO}_2)$, le diagramme s'applique vers les fortes valeurs de $a(\text{H}_2\text{O})$ jusqu'à une valeur $a(\text{H}_2\text{O})_{\text{max}}$ pour laquelle $P_{\text{fluide}} = P_{\text{totale}}$: pour $0 < a(\text{H}_2\text{O}) < a(\text{H}_2\text{O})_{\text{max}}$, P_{fluide} est inférieur à P_{totale} . En l'absence de phase carbonatée, $a(\text{CO}_2)$ peut être supposé constant : la façon dont $a(\text{CO}_2)$ varie à travers le diagramme ne doit être spécifié qu'en présence de phases carbonatées.

La deuxième est une section isobare et isotherme de l'espace $P_{\text{totale}} - T - a(\text{H}_2\text{O}) - a(\text{CO}_2)$ (Fig. 2-71B), qui est classiquement présentée sous forme d'un diagramme $\mu(\text{H}_2\text{O}) - \mu(\text{CO}_2)$ ou $\log a(\text{H}_2\text{O}) - \log a(\text{CO}_2)$ (cf. Kerrick, 1974).

Ce diagramme, bien qu'il soit construit pour une P_{totale} et une T données, présente deux avantages : (i) il est vrai pour $P_{\text{fluide}} = P_{\text{totale}}$ et $P_{\text{fluide}} < P_{\text{totale}}$ et (ii) les réactions sont figurées par des droites de pente $d\mu(\text{H}_2\text{O})/d\mu(\text{CO}_2) = -\nu(\text{H}_2\text{O})/\nu(\text{CO}_2)$.

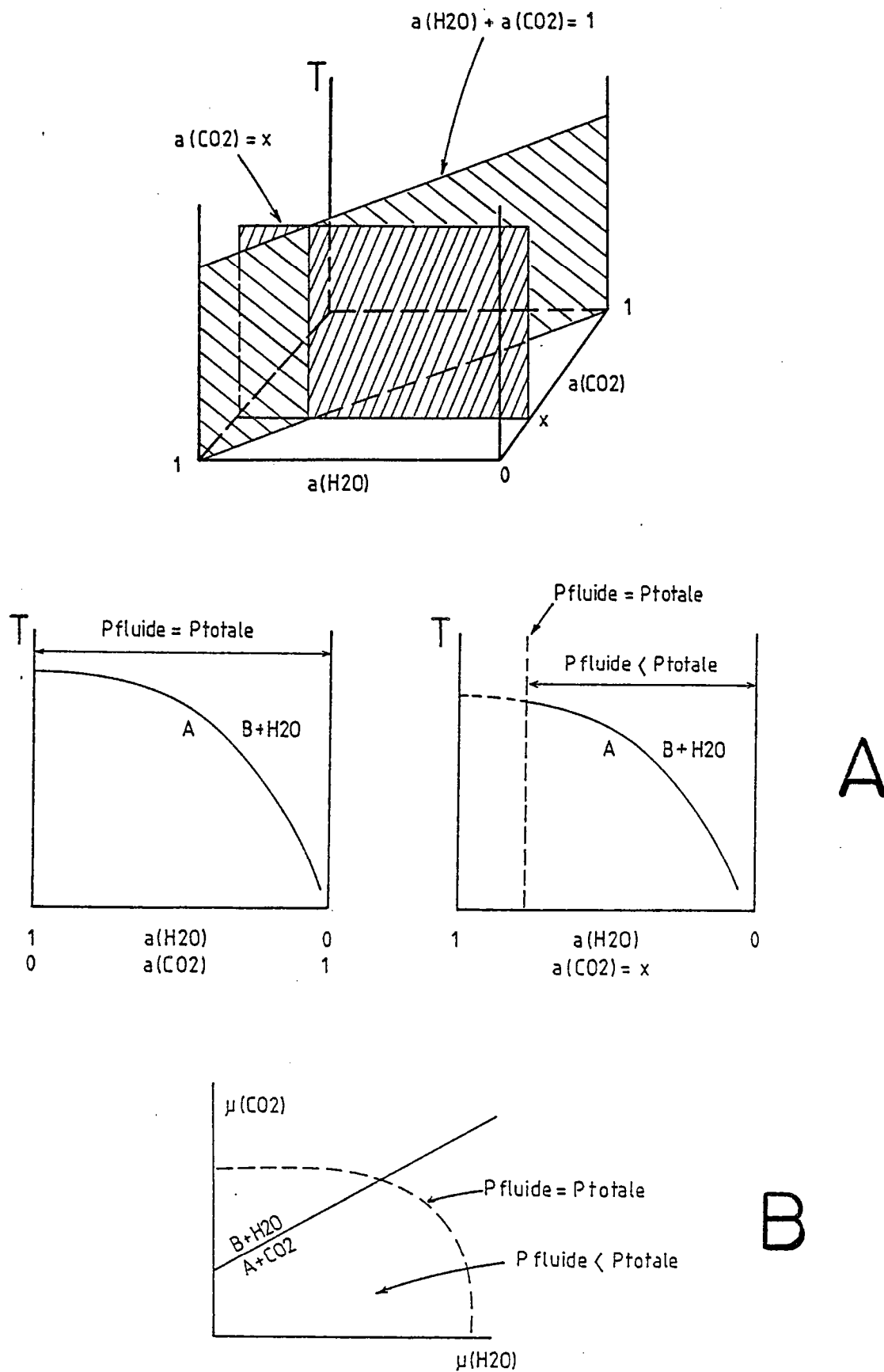


Fig.2-71 - Modes de représentation de la composition de la phase fluide.
Explications dans le texte.

3 - COMPORTEMENT DE LA PHASE FLUIDE

Il existe deux modèles fondamentaux de comportement de la phase fluide, qui sont vérifiés pour $P_{\text{fluide}} \ll P_{\text{totale}}$ (Fig. 2-72).

Soit une réaction de déshydratation de type $A = B + H_2O$. A la température T_0 , $a(H_2O)$ a une valeur a priori quelconque, qui est commune à l'ensemble système + environnement. A la température T_1 apparaît l'assemblage $B + H_2O$. Comment évolue $a(H_2O)$ avec la température ?

Si le système est fermé ou, dans le cas d'un système ouvert à H_2O , si les échanges par diffusion ou infiltration avec l'environnement ne sont pas effectifs (c'est à dire permettent l'existence d'une différence de composition entre système et environnement), la phase fluide s'enrichit progressivement en H_2O au fur et à mesure de l'augmentation de la température. La composition de la phase fluide cesse d'évoluer à la température T_2 lorsqu'une phase réactante a été épuisée (ou lorsqu'un maxima sur une courbe d'équilibre est atteint). En d'autres termes, l'assemblage $A + B$ contrôle (tamponne), à une T donnée, la valeur de $a(H_2O)$: ce processus est appelé "tamponnage" (ou tamponnage interne).

Si le système est ouvert à H_2O et si les échanges par diffusion ou infiltration avec l'environnement sont effectifs, la production de H_2O sur le site de la réaction (dans le système) ne permet pas une augmentation de $a(H_2O)$, qui reste égale dans le système et l'environnement à la valeur initiale. La réaction procède à la température T_1 jusqu'à épuisement d'une phase réactante. En d'autres termes, la valeur de $a(H_2O)$ dans le système est contrôlée par celle de l'environnement : ce processus est appelé "infiltration" (ou tamponnage externe).

Tout l'intérêt d'une telle démarche est donc de mettre en évidence des différences de "mobilité" de la phase fluide durant les processus métamorphiques.

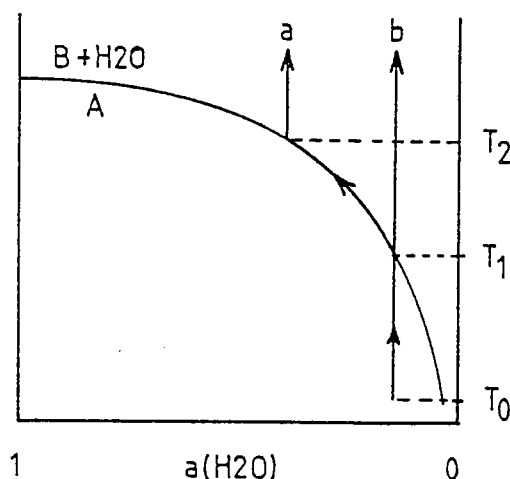


Fig.2-72 - Modèles de comportement de la phase fluide : tamponnage (a) et infiltration (b). Explications dans le texte.

4 - CONCLUSION

L'objet du chapitre IV est de déterminer le comportement des fluides dans les éclogites du Grand Paradis au cours de leur histoire : les relations entre fluides et éclogites permettent de comprendre la préservation des associations éclogitiques dans les metabasites.

IV.2 - LA PHASE FLUIDE DURANT L'ÉPISE SYNECLOGITIQUE

1 - LA PHASE FLUIDE DANS LES ÉCLOGITES DU GRAND PARADIS : INTRODUCTION

Les observations suivantes sont compatibles avec la "présence" d'une phase fluide durant le métamorphisme écloogitique dans les écloogites du Grand Paradis :

- . toutes les paragenèses observées contiennent au moins une phase hydratée (glaucophane ou zoïsite),
- . la présence de silicates hydratés (glaucophane, zoïsite, phengite, paragonite), de carbonates (dolomite), de substitutions faibles mais non négligeables Al-Fe³⁺ dans les silicates (en particulier omphacite, glaucophane et zoïsite), de sulfures (pyrite) impose la non-nullité de $a(\text{H}_2\text{O})$, $a(\text{CO}_2)$, $a(\text{O}_2)$ et $a(\text{S}_2)$,
- . toutes les phases observées sont stables en présence d'une phase fluide, comme le démontrent les données expérimentales dans des milieux saturés en H_2O (pour l'omphacite, voir Wikström, 1970a et Holland, 1983). Seule la glaucophane pose un problème, certains auteurs (Koons, 1982a; Thompson, 1983) admettant qu'elle n'est stable que dans les systèmes sous-saturés en H_2O .

Structures et textures sont en général d'interprétation délicate ou ambiguë quant à l'"absence" ou à la "présence" d'une phase fluide :

- . l'absence de fracturation hydraulique est en accord avec $P_{\text{fluide}} < P_{\text{totale}}$ (Fyfe et al., 1978),
- . la déformation plastique du quartz nécessite l'incorporation d'une quantité d' H_2O qui croît avec la pression (Doukhan et Trépiéd, 1985), ces conditions étant toujours réalisées dans la nature.

Le rapport $P_{\text{fluide}}/P_{\text{totale}}$ ne peut donc être déterminé a priori, comme dans la plupart des roches métamorphiques: il est donc possible (i) de supposer $P_{\text{fluide}}=P_{\text{totale}}$, ce qui permet de traiter la composition de la phase fluide en terme de fraction molaire du constituant $i(X_i)$ ou (ii) de raisonner en terme d'activité du constituant i dans la phase fluide (a_i), ce qui n'exclut pas a priori $P_{\text{fluide}} < P_{\text{totale}}$.

2 - COMPORTEMENT DE LA PHASE FLUIDE DANS LES ÉCLOGITES

Le comportement de la phase fluide peut être approché en analysant les processus qui contrôlent l'activité des différentes espèces dans la phase fluide ("tamponnage" ou "infiltration").

Un modèle de tamponnage peut être supposé pour deux raisons. D'une part, le sphène est stable dans les associations à grenat + omphacite + zoïsite, le rutile dans les associations à grenat + omphacite + glaucophane (à l'exception des échantillons BAR'14 et 16). D'autre part, la stabilité du sphène est définie par la réaction sphène + CO_2 = rutile + calcite + quartz, qui impose des valeurs d'autant plus faibles de $a(\text{CO}_2)$ que l'équilibre a lieu des pressions plus fortes (cf. infra). Il est donc possible de supposer que la présence de sphène ou de rutile dans la paragenèse écloogitique met en évidence des différences de $a(\text{CO}_2)$ à $P_{\text{totale}} - T$ constantes.

L'hypothèse précédente doit être vérifiée, le rutile étant stable (en l'absence de calcite et de quartz) dans le champ de stabilité du sphène. Pour cela, il est nécessaire (i) de supposer que les paragenèses observées ont cristallisé dans les mêmes conditions $P_{totale} - T$ et (ii) de montrer qu'elles sont stables dans des parties différentes de l'espace $\mu(H_2O) - \mu(CO_2)$.

a. Construction du modèle

J'ai analysé les relations entre les phases quartz, rutile, sphène, calcite, dolomite, glaucophane, zoisite, grenat, omphacite et paragonite dans le système $SiO_2 - TiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - CaO - Na_2O - H_2O - CO_2$ (Fig. 2-73). Pour construire le modèle, j'ai suivi la procédure de Korzhinski (1959, p.125) :

. la variance du multisystème étant de -1, il suffit pour déterminer le multisystème, de calculer deux systèmes : ceux qui impliquent les carbonates ont été choisis parce qu'ils permettent de contraindre $a(CO_2)$. Le premier système, autour du point invariant (do), ne comprend que quatre courbes (Fig. 2-74), étant donné que les réactions (ru, sp) et (zo, om, gl, gt, pa) sont dégénérées. Le deuxième système, autour du point invariant (cc), comprend sept courbes, la réaction (ru, sp) étant dégénérée (Fig. 2-75).

. la construction choisie suppose la stabilité du point invariant (cc), auquel cas le point invariant (do) est métastable : (cc) et (do) sont hétérotypiques vis à vis de leur stabilité. Sachant que toutes les courbes univariantes non-dégénérées qui appartiennent à un point invariant métastable sont métastables autour de ce point, seules les réactions (ru, sp) et (zo, om, gl, gt, pa) sont stables autour du point invariant (do). Un multisystème simplifié a été construit en appliquant les règles précédentes (Fig. 2-76).

	gt	om	gl	zo	pa	cc	do	qz	ru	sp	H2O	CO2
Si	3	2	8	3	3			1		1		
Ti									1	1		
Al	2	0.44	1.9	2.7	3							
Fe	2	0.14	0.8	0.3			0.3					
Mg	0.25	0.42	2.3				0.7					
Ca	0.75	0.50	0.1	2		1	1			1		
Na		0.50	1.9		0.9							
H			2	1	2						2	
C						1	2					1

Fig.2-73 - Choix des analyses pour l'équilibrage des réactions

Fig.2-74 - Le point invariant (do).

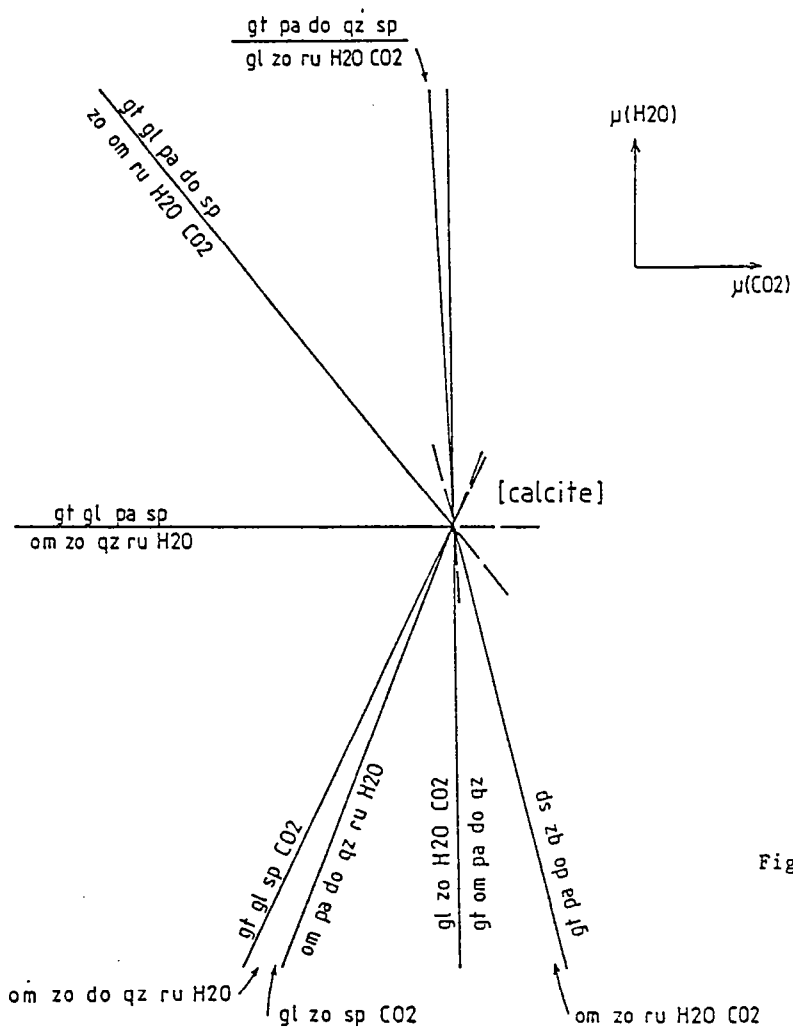
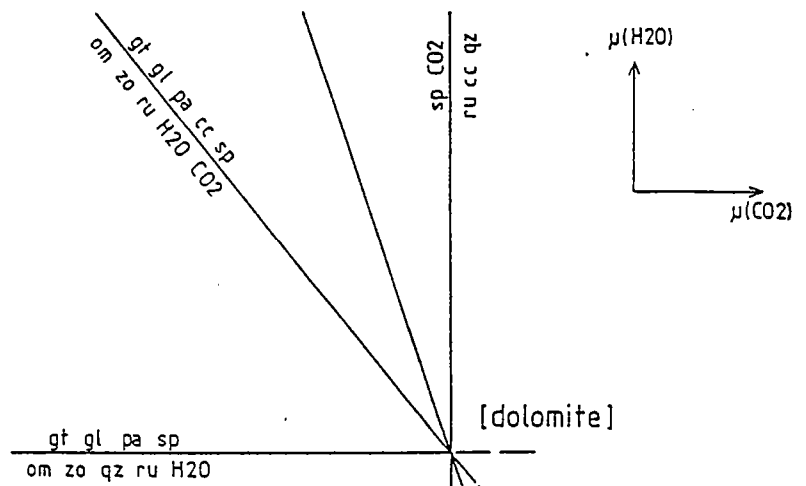


Fig.2-75 - Le point invariant (cc).

Les principales incertitudes dans la construction du multisystème précédent résultent du fait que la pente des courbes dépend de la composition choisie pour les phases réactantes, à l'exception des courbes (do, cc) et sphène + CO_2 = calcite + rutile + quartz. A ce sujet, deux remarques peuvent être faites. D'une part, une faible variation de composition des phases participantes ne change pas significativement la pente des courbes d'équilibre. D'autre part, même en acceptant que les éclogites aient cristallisées à des conditions $P_{\text{totale}}-T$ identiques, la composition d'une phase donnée peut varier en fonction de l'assemblage présent : le grenat est plus riche en calcium dans les assemblages à zoïsite que dans ceux à glaucophane. Aussi ai-je choisi des compositions "moyennes" (Fig. 2-73).

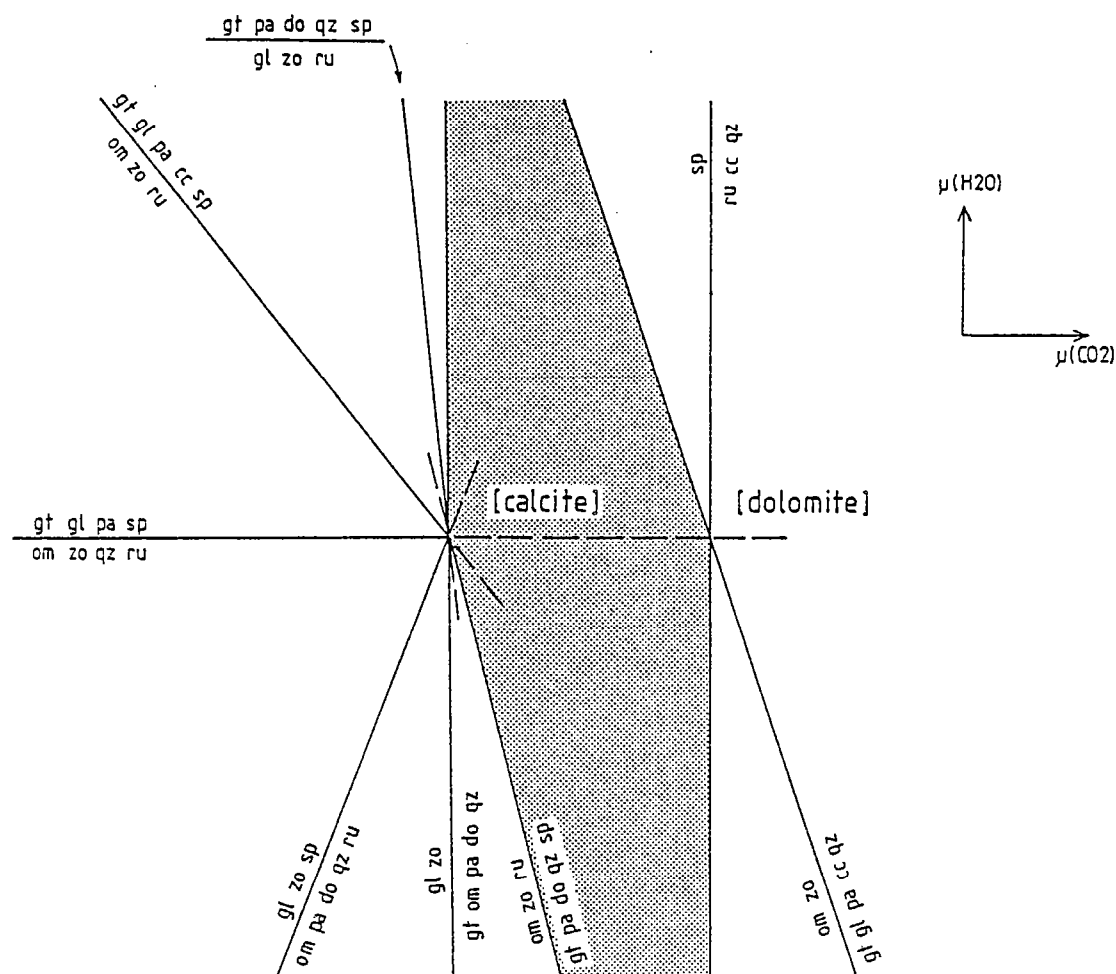


Fig.2-76 - Le multisystème (do,cc) dans l'espace $u(\text{H}_2\text{O})$ - $u(\text{CO}_2)$.

b. Conséquences du modèle

Le modèle peut être testé soit par une discussion complète du multisystème (de la topologie des réactions univariantes en application stricte de la méthode de Schreinemakers) soit par une comparaison des prédictions du modèle avec les paragenèses observées dans les échantillons naturels. Seule la deuxième méthode sera tentée ici.

La distribution des carbonates et du sphène ou du rutile dans les assemblages éclogitiques ayant cristallisés dans des conditions $P_{totale} - T$ différentes n'est pas quelconque (Fig. 2-77).

Dans les domaines à glaucophane-lawsonite (schiste bleu de BT) sont connues de rares éclogites qui présentent des associations particulières (à chlorite et lawsonite) et dont la stabilité en $\mu(H_2O) - \mu(CO_2)$ ou $T-X(CO_2)$ a été étudié par Kienast (1983), Péquignot (1984), et Caron et Péquignot (1986).

Dans ces éclogites, ayant cristallisées aux environs de 10-12 kbar, 450°C, le carbonate est la calcite (ou l'aragonite ?) et le sphène est présent.

Dans les domaines à glaucophane-zoisite (schiste bleu de HT), où s'observent les éclogites de BT (éclogites de type C de Coleman et al., 1965), les éclogites peuvent contenir soit du rutile, soit du sphène, la coexistence de ces deux phases n'ayant jamais été formellement décrite. Le carbonate est la dolomite, la calcite étant prograde ou rétrograde.

Les éclogites des Alpes occidentales appartiennent à ce domaine : elles ont cristallisé aux environs de 12-14 kbar, 500°C (Grand Paradis) ou 16-18 kbar, 600°C (zone Sesia-Lanzo, Koons, 1982b; Hy, 1984).

Dans le domaine des éclogites de HT (éclogites de type B de Coleman et al., 1965), les éclogites, qui contiennent souvent du quartz et parfois du disthène, sont caractérisées par la présence de rutile. Les carbonates peuvent être la dolomite et/ou la magnésite.

Aux deux extrêmes des conditions $P-T$ du domaine considéré peuvent être cités les éclogites des Alpes orientales et des Calédonides scandinaves.

Dans les Alpes orientales (Hohe Tauern), Holland (1979) a étudié un cas "intermédiaire" entre éclogites de type C et B (présence de glaucophane et forte température d'équilibration éclogitique): dans ces éclogites, ayant cristallisées aux environs de 20 kbar, 600-650°C, rutile et dolomite et/ou magnésite font partie des associations éclogitiques.

Dans les Calédonides scandinaves, Lappin et Smith (1978, 1981) ont décrit des éclogites soit à magnésite (magnésite + grenat + omphacite + orthopyroxène + rutile), soit à dolomite (dolomite + grenat + omphacite + quartz + rutile + disthène). Ces roches se sont équilibrées aux environs de 800-850°C, à des pressions de l'ordre de 30 kbar, la coesite étant présente dans les éclogites à dolomite (Smith, 1984, 1985).

	Ti-phase	carbonate
éclogites à gl + law	sphène	calcite (aragonite)
éclogites de BT (à gl + zo)	sphène ou rutile	dolomite
éclogites de HT	rutile	dolomite ± magnésite

Fig.2-77 - Distribution des carbonates et du sphène/rutile dans les éclogites.

Le multisystème (Fig. 2-76) n'est approprié, compte tenu des compositions utilisées (Fig. 2-73), que pour les éclogites de BT. Aussi simple soit-il, il permet plusieurs remarques :

- . la réaction sphène + CO_2 = rutile + calcite + quartz est fondamentale en ce sens qu'elle fournit une limite supérieure de $a(\text{CO}_2)$ non seulement pour les associations à sphène (en particulier glaucophane + zoïsite + sphène) mais aussi, même partiellement, pour d'autres associations (glaucophane + zoïsite, omphacite + zoïsite + rutile en particulier).

- . en présence d'une phase carbonatée existe un contrôle de $a(\text{CO}_2)$ par l'intermédiaire des deux réactions (cc, ru, sp) et (do, ru, sp) : cette dernière explique l'absence de calcite dans les éclogites de BT, qui sont classiquement caractérisées par l'association grenat + omphacite + glaucophane + zoïsite + paragonite + quartz.

- . en l'absence de phase carbonatée existe un contrôle de $a(\text{H}_2\text{O})$ par la réaction (do, cc) : en admettant une fois de plus que les éclogites de BT sont caractérisées par l'association grenat + omphacite + glaucophane + zoïsite + paragonite + quartz, les valeurs de $a(\text{H}_2\text{O})$ sont plus élevées lorsque le sphène est présent que lorsque le rutile fait partie de cette association.

c. Application du modèle

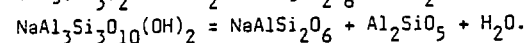
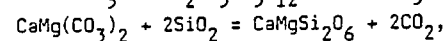
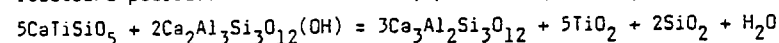
Pour définir avec précision $\mu(\text{H}_2\text{O})$ et $\mu(\text{CO}_2)$, il est nécessaire d'observer des associations divariantes qui, dans le système considéré, doivent contenir 7 phases. Ce n'est pas là chose facile, la plupart des éclogites observées étant des roches à forte variance (Fig. 2-42). Parmi les éclogites du Grand Paradis, seules les éclogites GPIII présentent une association de 7 phases (grenat + omphacite + zoïsite + dolomite + paragonite + quartz + sphène) qui n'est stable que dans le domaine grisé (Fig. 2-76).

Les autres associations observées sont compatibles avec de faibles valeurs de $a(\text{CO}_2)$ et des processus de tamponnage.

Evaluer quantitativement $a(\text{H}_2\text{O})$ et $a(\text{CO}_2)$ est possible pour des équilibres dont l'expression thermodynamique est simple.

La réaction sphène + CO_2 = calcite + rutile + quartz fixe une limite supérieure à $a(\text{CO}_2)$. Cette réaction a été calibrée expérimentalement par Schuiling et Vinck (1967), Hunt et Kerrick (1977) et Jacobs et Kerrick (1981) (Fig. 2-78). En supposant $P_{\text{fluide}} = P_{\text{totale}}$, la valeur exacte de $X(\text{CO}_2)$ à une T donnée dépend fortement des modèles de solution de H_2O et CO_2 en phase fluide.

Des calculs préliminaires, suivant la méthode de Powell (1978), montrent que quelles que soient les incertitudes, $a(\text{CO}_2)$ est inférieur à 0.05 (à $P=10\text{kbar}$, $T=500^\circ\text{C}$). D'autres réactions pourraient être utilisées, parmi lesquelles je citerai :



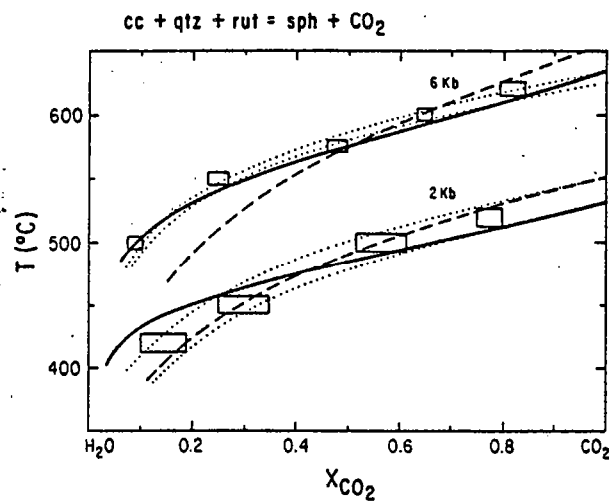


Fig.2-78 - Stabilité du sphène et composition de la phase fluide (d'après Jacobs et Kerrick, 1981).

3 - CONCLUSION

Les réflexions précédentes, aussi incomplètes soient-elles, ont montré que :

- . les paragenèses éclogitiques sont compatibles avec l'"existence" d'une phase fluide, $P_{fluide} < P_{totale}$ ne pouvant cependant pas être totalement exclu,
- . les assemblages observés tamponnent $a(H_2O)$ et $a(CO_2)$ à des degrés variables, la plupart des paragenèses ayant une variance de trois ou plus : toutes sont compatibles avec une faible valeur de $a(CO_2)$.

Sur cette base, il me paraît souhaitable (i) de rechercher dans les éclogites du Grand Paradis d'autres associations qui puissent contraindre le modèle présenté et (ii) d'étendre l'approche thermodynamique qui a été ébauchée.

IV.3 - NATURE ET COMPORTEMENT DES FLUIDES DURANT LA RETROMORPHOSE

La transformation des éclo­gites en amphibolites est souvent décrite en termes d'hydra­ta­tion du système : la croissance des amphiboles impliquerait un apport d'eau dans le sys­tème (système ouvert pour H_2O).

Cette analyse fait abstraction de deux observations.

D'une part, la plupart -sinon toutes- les paragenèses éclo­giti­ques observées contiennent au moins une phase hydratée (zoïsite et/ou amphibole), qui peut être la source du constituant H_2O . Celui-ci peut de même être présent dans la phase fluide (dans les espaces intergranulaires) où il est puisé lors de la croissance des amphiboles. Un compor­tement en système fermé pour H_2O des lentilles éclo­giti­ques ne peut donc être a priori rejeté.

D'autre part, les paragenèses éclo­giti­ques sont plus ou moins intensément rétro­mor­pho­sées. En-dehors des cas classiques où les bordures amphibolitisées font progressivement place au cœur éclo­giti­que, j'ai eu l'occasion d'échantillonner des éclo­gites litées, tant dans le Grand Paradis (éclo­gites GPII) que dans les unités océaniques, où le degré d'avan­cement des réactions rétro­mor­phiques est plus avancé dans certains niveaux que dans les autres. Quel était alors le comportement (ouvert ou fermé) du système vis à vis de H_2O ?

Résoudre ces problèmes fait appel à une analyse réactionnelle détaillée, afin de dé­terminer (i) les réactions en jeu et (ii) le bilan de matière de ces réactions. J'ai tenté d'appliquer cette approche aux éclo­gites GPII, où les différences d'intensité de la ré­tro­mor­phose entre niveaux clairs et sombres sont particulièrement nettes.

1 - MODELE REACTIONNEL

a. Un rappel des observations texturales

Les éclo­gites GPII comprennent deux types de niveaux.

Dans les niveaux clairs, les transformations sont incomplètes. La paragenèse éclo­gi­que comprend grenat + omphacite + zoïsite + sphène. La rétro­mor­phose permet le dévelop­pement statique de grandes amphiboles vertes (amphibole 3a), en équilibre avec l'albite (Fig. 2-8 et 2-10). Au contact entre albite et omphacite s'observent des symplectites à pyroxène-plagioclase. Le sphène est stable durant la rétro­mor­phose.

Dans les niveaux sombres, où les transformations sont complètes, la paragenèse éclo­gi­que comprenait grenat + omphacite + sphène, la présence d'autres phases, en particulier quartz et amphibole, ne pouvant être totalement exclue. La rétro­mor­phose est marquée par la disparition de l'omphacite, que remplace l'association amphibole 3b + calcite + albite (en présence de sphène) (Fig. 2-8).

La rétro­mor­phose des éclo­gites pourrait être traitée par une réaction globale du type grenat + omphacite + zoïsite = amphibole 3 + albite + calcite. Au regard des différences texturales entre niveaux clairs et niveaux sombres, il s'agirait là d'un non-sens. Il est nécessaire de considérer les choses niveau par niveau avant d'en présenter un bilan.

b. La rétro-morphose dans les niveaux clairs

L'équilibration des réactions a été faite sur la base des compositions moyennes calculées pour le grenat (bordure), l'omphacite (bordure), l'amphibole 3a (bordure) et le diopside, calcite et albite étant des pôles purs.

1. L'apparition des grandes amphiboles automorphes peut être décrite par la réaction R3. Aucune équilibration ne peut être faite sans CaO ou calcite : cette dernière n'étant pas observée dans les niveaux clairs, il m'a paru préférable de retenir la solution avec CaO (Fig. 2-79).

La même réaction a été testée avec une phase (ou un constituant) supplémentaire : le quartz (SiO_2). Les erreurs augmentent faiblement sur toutes les phases à l'exception du quartz où l'erreur est supérieure au coefficient. Le quartz ne participe donc probablement pas à cette réaction, n'ayant jamais été observé dans les niveaux clairs.

De la même façon, le rôle de la zoïsite a été testé. Si l'équilibration reste satisfaisante, la zoïsite est produite en faible quantité (0.015 mole pour 1 mole d' H_2O), sur laquelle une forte erreur est commise (± 0.006 mole). De même que le quartz, la zoïsite ne participe probablement pas à la réaction : plus exactement, la zoïsite n'étant ni produite ni consommée est à l'équilibre avec amphibole 3 et albite.

	GT _b	OM _b	AM3 _b	AB	CaO	H ₂ O
Si	6.02	2.01	7.12	3.00	0.00	0.00
Al	3.99	0.44	1.51	1.00	0.00	0.00
Fe	3.47	0.15	1.76	0.00	0.00	0.00
Mg	0.47	0.42	2.59	0.00	0.00	0.00
Ca	1.96	0.50	1.55	0.00	1.00	0.00
Na	0.00	0.48	0.77	1.00	0.00	0.00
H	0.00	0.00	2.00	0.00	0.00	2.00
COEF.	0.249	5.887	-1.000	-2.071	-1.883	1.000
SIGMA	0.003	0.040	0.006	0.018	0.019	0.000

Fig. 2-79 - Equilibration de la réaction de déstabilisation de l'association grenat-omphacite dans les éclogites GP II (niveaux clairs).

2. Le développement des symplectites à pyroxène (diopside) - plagioclase (albite) aux dépens de l'omphacite n'est pas isochimique, en accord avec tous les auteurs antérieurs : la réaction omphacite = diopside + albite ne peut être équilibrée.

Plusieurs solutions ont été proposées : (i) non-stoechiométrie du pyroxène (Vogel, 1966) qui, pour Smyth (1980), serait réduite aux pyroxènes des éclogites kimberliti-ques, (ii) transformation avec oxydation du Fe^{2+} en Fe^{3+} (Forster, 1947; Wikstrom, 1970b; Mysen et Griffin, 1973) et (iii) apport de silicium et éventuellement départ de sodium (Godard, 1981; Sautter, 1983; Erambert, 1985).

Bien qu'une légère augmentation du degré d'oxydation du fer soit observable de la bordure des omphacites aux diopsides, celle-ci ne saurait suffire pour expliquer le développement des symplectites. Ceci est d'autant plus vrai que le coeur des omphacites est nettement plus oxydé que les diopsides, ce qui nécessiterait une réduction du fer, si les coeurs participaient à la réaction.

L'équilibration d'une réaction du type omphacite + SiO_2 = diopside + albite est excellente (réaction R4) (Fig. 2-80). Le silicium ne participe pas à la réaction sous forme de quartz, celui-ci n'étant pas exprimé (il serait possible d'en rechercher au MET des microcristallites).

La participation du sodium à la réaction est exclue: les tentatives d'équilibration fournissent pour cet élément plus de 50% d'erreurs sur le coefficient. Ceci s'explique probablement par le fait que, dans les cas où un départ de sodium était nécessaire, le plagioclase des symplectites était nettement plus calcique que dans la roche étudiée.

	OM _b	SiO ₂	DI	AB
Si	2.01	1.00	1.99	3.00
Al	0.44	0.00	0.10	1.00
Fe	0.15	0.00	0.25	0.00
Mg	0.42	0.00	0.68	0.00
Ca	0.50	0.00	0.85	0.00
Na	0.48	0.00	0.13	1.00
COEF.	-2.553	-0.916	1.532	1.000
SIGMA	0.051	0.067	0.043	0.000

Fig.2-80 - Equilibration de la réaction d'apparition des symplectites dans les éclogites GP II (niveaux clairs).

c. La rétromorphose dans les niveaux sombres

Le calcul a été fait sur la base des compositions moyennes du grenat (bordure), de l'amphibole 3b, calcite et albite étant considérés purs. Aucune analyse d'omphacite matricielle n'étant disponible dans les niveaux sombres, j'ai utilisé la moyenne des analyses des bordures d'omphacites dans les niveaux clairs.

L'apparition de l'assemblage amphibole 3b + calcite + albite peut être décrit par la réaction R5 (Fig. 2-81) : l'introduction de SiO_2 dans l'équilibration est nécessaire, s'accompagnant d'une forte diminution des erreurs, bien que celle sur SiO_2 soit élevée (18.3%). Le quartz n'étant pas observé dans les niveaux sombres, il s'ensuit (i) qu'il ne faisait probablement pas partie de l'assemblage éclogitique et (ii) que le silicium a migré en-dehors des niveaux sombres.

Pour tester le rôle d'éventuelles amphiboles faisant partie de l'assemblage éclogitique, des équilibrations ont été tentées en utilisant la composition moyenne des actinotes en inclusion dans le grenat. Le résultat étant aberrant, la présence d'amphiboles éclogitiques dans les niveaux sombres paraît exclue.

	GT _b	OM _b	SiO ₂	AM3 _b	AB	CC	H ₂ O	CO ₂
Si	6.02	2.01	1.00	7.03	3.00	0.00	0.00	0.00
Al	3.97	0.44	0.00	1.67	1.00	0.00	0.00	0.00
Fe	3.56	0.15	0.00	1.67	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.48	0.42	0.00	2.61	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.88	0.50	0.00	1.48	0.00	1.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.48	0.00	0.93	1.00	0.00	0.00	0.00
H	0.00	0.00	0.00	2.00	0.00	0.00	2.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	1.00
COEF.	0.120	3.089	-0.320	-0.522	-0.981	-0.999	0.522	1.000
SIGMA	0.007	0.102	0.058	0.021	0.034	0.022	0.024	0.000

Fig.2-81 - Equilibration de la réaction de déstabilisation de l'association grenat-omphacite dans les éclogites GP II (niveaux sombres).

d. Bilan du système réactionnel

Les équilibres précédentes permettent de proposer un modèle réactionnel (Fig. 2-82).

Dans les niveaux clairs, la croissance des porphyroblastes d'amphibole 3a s'accompagne d'une libération de calcium, qui migre dans les niveaux sombres. Le silicium en provenance des niveaux sombres réagit avec l'omphacite pour former les symplectites à diopside + albite.

Dans les niveaux sombres, la production de l'assemblage amphibole 3b + calcite + albite s'accompagne d'une libération de silicium, qui migre vers les niveaux clairs. Le calcium en provenance des niveaux sombres réagit avec CO₂ pour former de la calcite.

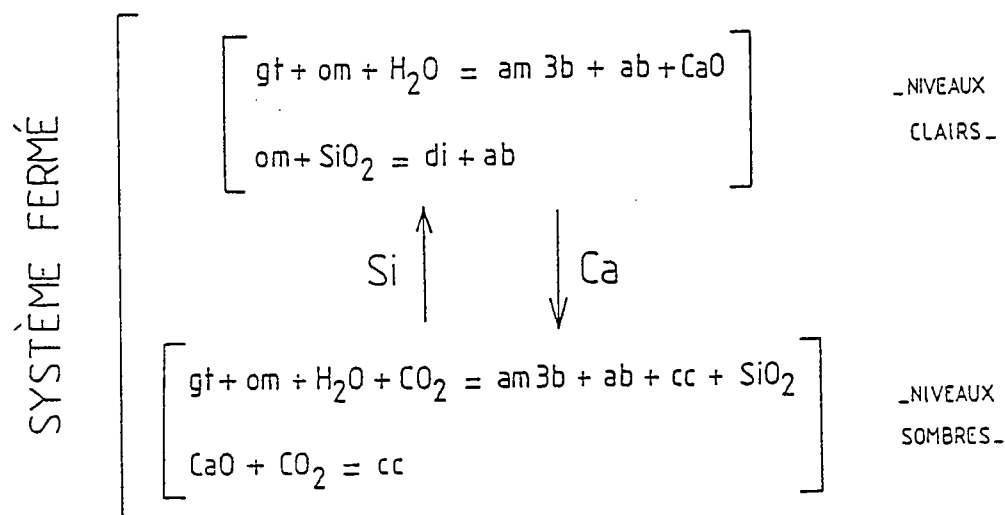


Fig.2-82 - Bilan réactionnel de la rétro-morphose dans les éclogites GP II.

2 - DISCUSSION

a. Degré d'avancement des réactions et mécanismes de contrôle de l'extension des réactions

Le point de départ de notre réflexion doit être l'existence d'une différence de degré d'avancement des réactions lors de la rétro-morphose entre niveaux clairs et niveaux sombres. Sachant que les conditions (P_{totale} , T , t), sont identiques pour les deux niveaux (je rappelle que les niveaux sont d'échelle centimétrique et que les transformations sont statiques), comment expliquer la différence d'extension des réactions?

1. Une première solution serait l'épuisement d'une phase réactante. Dans les niveaux clairs, seul l'épuisement de H_2O peut être envisagé. Grenat, omphacite et zoïsite sont encore observables. Dans les niveaux sombres, l'omphacite est épuisée.
2. Une deuxième solution serait une limitation de la vitesse des réactions et donc de l'extension des réactions pour une durée identique. Le facteur limitant pourrait être (i) la vitesse de dissolution des phases réactantes ou de croissance des phases produites ou (ii) la vitesse de diffusion des ions dans la phase fluide ou aux limites intergranulaires, le modèle réactionnel nécessitant un transfert de calcium et silicium entre niveaux clairs et sombres.

Aucun argument définitif ne peut être avancé : il me semble cependant raisonnable que les vitesses de dissolution ou de croissance ne puissent constituer un facteur limitant. Cette conclusion s'appuie sur trois observations :

- . que la vitesse de dissolution du grenat soit supérieure à la vitesse de rééquilibration des bordures a été montré antérieurement. Cette observation ne permet pas d'affirmer que la vitesse de dissolution du grenat n'est pas le facteur limitant mais en montre l'improbabilité, la dissolution du grenat étant effective (Fig. 2-9 et 2-10) et la consommation du grenat faible lors des réactions R3 et R5,
- . des différences de vitesse de dissolution de l'omphacite entre niveaux clairs et sombres ne sont possibles qu'en admettant des différences d'"agressivité" du fluide vis à vis de l'omphacite dans les deux types de niveaux,
- . des différences de vitesse de croissance des phases rétro-morphiques ne sont pas plus fondées.

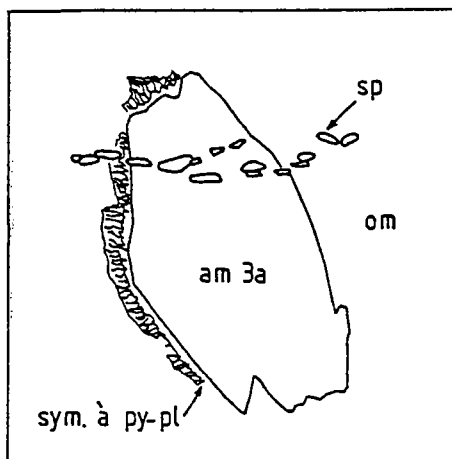
En conclusion, deux possibilités paraissent vraisemblables : (i) un épuisement de H_2O , au moins dans les niveaux clairs et (ii) une faible vitesse de diffusion du calcium et du silicium dans la phase fluide entre les niveaux clairs et sombres (ou une différence de vitesse de diffusion du calcium et du silicium dans la phase fluide). La phase fluide joue donc un rôle essentiel, qu'il est possible de tester.

b. Développement des symplectites et activité de H_2O dans les niveaux clairs

La déstabilisation des omphacites dans les niveaux clairs des éclo-gites GP11 se présente sous deux formes successives: symplectites à pyroxène - plagioclase durant le stade B, symplectites à amphibole - plagioclase durant le stade C (Fig. 2-83). Quelle est l'origine de cette différence ?

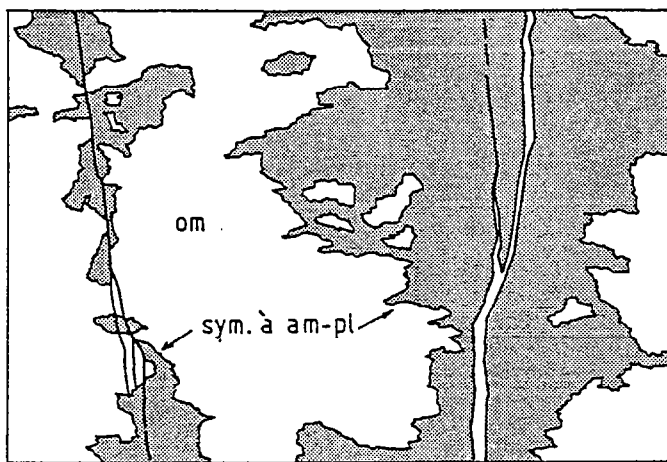
L'apparition de symplectites anhydres autour des amphiboles 3a peut être expliquée en supposant que le système -au moins à l'échelle des niveaux clairs- est fermé pour H_2O . Comme la croissance des amphiboles 3a consomme H_2O (réaction R3), même en admettant qu'initialement $P(H_2O) = P_{totale}$, l'activité de H_2O dans la phase fluide décroît. Il est possible, dans ces conditions, de supposer l'existence d'un gradient d'activité de H_2O au

STADE B



$P_{\text{fluide}} \ll P_{\text{totale}}$
(tamponnage)

STADE C



$P_{\text{fluide}} = P_{\text{totale}}$
(infiltration)

Fig.2-83 - Texture de la rétro-morphose et comportement des fluides lors de la rétro-morphose des éclo-gites GP II.

contact des amphiboles 3a, dont la croissance est limitée par la disponibilité du constituant H_2O dans la phase fluide (Fig. 2-83).

Le développement des symplectites hydratées est d'autant plus important que la taille des fractures est plus importante, ce qui suggère immédiatement une introduction de H_2O dans les fractures en provenance du milieu extérieur, à partir desquelles H_2O diffuse dans les niveaux clairs. Le système est donc, au moins dans les fractures, ouvert à H_2O , ce qui nécessite $P_{\text{fluide}} = P_{\text{totale}}$ (Fig. 2-83).

La nature des symplectites est donc compatible avec un comportement en système fermé lors du stade B et ouvert lors du stade C pour H_2O , avec pour corollaire une activité de H_2O en diminution durant le stade B et proche de 1 lors du stade C.

Jusqu'à présent, le rôle de $a(\text{H}_2\text{O})$ dans le développement des symplectites n'a jamais été explicitement analysé, bien que de nombreux auteurs y fassent référence. La notion de rétromorphose anhydre (à symplectites à pyroxène-plagioclase) auquel succéderait une rétromorphose hydratée (à amphibole) est classique (Eskola, 1921; Godard, 1981; Sautter, 1983). Des observations d'une relation entre texture des symplectites et $a(\text{H}_2\text{O})$ sont plus rares (Erambert, 1985).

Une comparaison avec les données existantes sur les symplectites est nécessaire pour mesurer l'originalité des processus en jeu dans les élogites GPII :

- . jusqu'à présent, seules des symplectites à amphibole-plagioclase ont été décrites dans les élogites des Alpes occidentales. Les symplectites à pyroxène-plagioclase sont par contre fréquentes lors de la déstabilisation de l'omphacite des élogites de "type B" (Coleman et al., 1965). Cette observation a conduit Boland et Roermund (1983) à admettre que les symplectites à pyroxène-plagioclase ne s'observent que dans les élogites ayant cristallisées à des températures supérieures à 500-525°C,

- . d'importantes différences texturales existent entre les symplectites des deux types de roches. Dans les élogites GPII, les symplectites sont localisées autour des porphyroblastes d'amphibole 3 : elles ne se développent jamais aux interfaces entre grains d'omphacite, qui sont par ailleurs totalement dépourvues de symplectites à amphibole-plagioclase. Dans les élogites de "type B", les symplectites forment classiquement des bourgeons qui croissent à partir des interfaces vers les coeurs des grains d'omphacite : l'apparition des amphiboles est en général sinon toujours postérieure aux symplectites,

- . dans les deux cas, la taille des vermicules décroît vers le coeur des grains d'omphacite en cours de remplacement. Cette texture peut être interprétée de deux façons :

- ou, en adoptant le modèle de Boland et Roermund (1983), la diminution de taille reflète une diminution de température durant le bourgeonnement des symplectites,

- ou, la diffusion étant facilitée par la présence d'un fluide, la diminution de taille des symplectites est fonction du gradient d'activité de H_2O à proximité des amphiboles 3.

c. La phase fluide durant l'histoire rétromorphique: un modèle de comportement

Est-il possible de faire un bilan du comportement de la phase fluide à l'échelle de la roche (niveaux clairs + niveaux sombres) durant le stade B (environ 6-8 kbar, 500°C)?

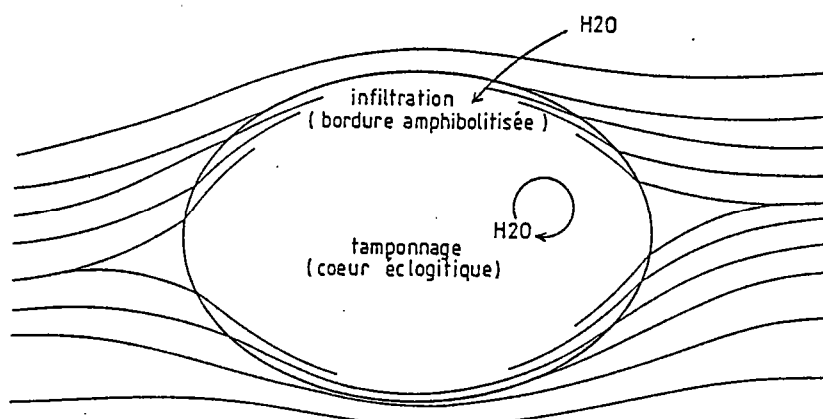
Admettons qu'à l'échelle considérée (niveaux clairs + niveaux sombres), durant le stade B, le système soit fermé pour H_2O , CO_2 ...: aucun transfert de fluide en provenance du milieu extérieur ne peut avoir lieu. Ceci implique, même en admettant qu'initialement (durant le stade A) $P_{\text{fluide}} = P_{\text{totale}}$, une diminution du rapport $P_{\text{fluide}}/P_{\text{totale}}$, les réactions de rétromorphose consommant toutes H_2O et/ou CO_2 . Il en résulte deux conséquences :

- . d'une part, la composition de la phase fluide ne peut être déterminée : seules peuvent être calculées l'activité des différentes espèces dans la phase fluide, sachant que ces activités sont indépendantes,

- . d'autre part, $P_{\text{fluide}} < P_{\text{totale}}$ implique un tamponnage de l'activité des différentes espèces dans la phase fluide par les associations observées.

La présence de phases hydratées (zoisite et amphibole 3a dans les niveaux clairs, amphibole 3b dans les niveaux sombres) entraîne $a(\text{H}_2\text{O})$ non nulle. La présence de calcite dans les niveaux sombres entraîne $a(\text{CO}_2)$ non nulle. L'absence de graphite et d'hématite/magnétite permettent de supposer l'absence d'espèces telles que CH_4 et le caractère réducteur de la phase fluide, en accord avec la faible oxydation des phases présentes.

stade B



stade C

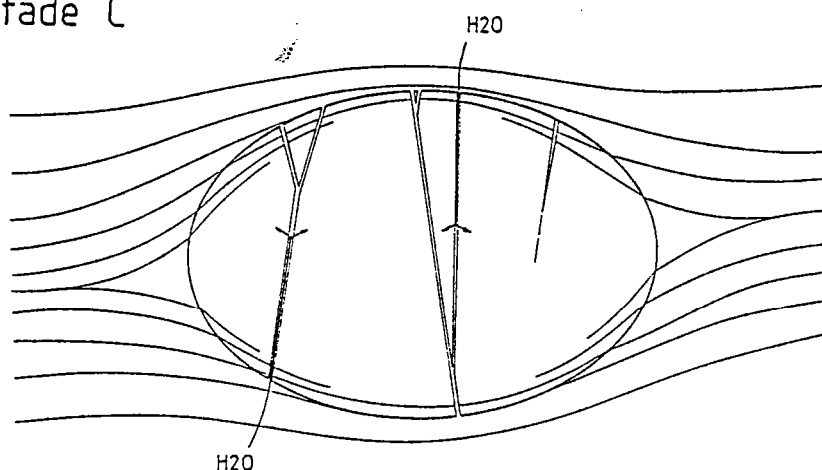


Fig.2-84 - Phase fluide et lentilles éclogitiques : un modèle de comportement durant la rétro-morphose.

$a(\text{H}_2\text{O})$ et $a(\text{CO}_2)$ sont donc les deux variables qui décriront les propriétés de la phase fluide.

La présence de sphène (dans les niveaux clairs et sombres) fournit pour une P et à une T données la valeur maximale possible de $a(\text{CO}_2)$ (Fig. 2-78). La présence de zoïsite dans les niveaux clairs exerce de même un contrôle sur les valeurs maximales possibles de $a(\text{CO}_2)$. En admettant que la réaction zoïsite + $\text{CO}_2 = \text{anorthite} + \text{calcite} + \text{H}_2\text{O}$ contrôle effectivement $a(\text{CO}_2)$, l'assemblage zoïsite - plagioclase ne permet que de faibles valeurs de $a(\text{CO}_2)$, la zoïsite contenant une faible quantité de Fe^{3+} et le plagioclase étant albitique (Storre et al., 1982).

Il existe donc probablement une faible différence d'activité de CO_2 entre niveaux clairs et sombres, $a(\text{CO}_2)$ étant plus faible dans les premiers que dans les deuxièmes. Le transfert de calcium entre les deux types de niveaux résulterait de cette différence de $\mu(\text{CO}_2)$. Le transfert de silicium n'a pas reçu d'explication satisfaisante.

Si les réactions rétro-morphiques ont lieu en système fermé et si les assemblages observés tamponnent effectivement $a(\text{CO}_2)$ et $a(\text{H}_2\text{O})$, alors l'extension des réactions rétro-morphiques dépend (i) de la quantité initiale de fluide dans le système et (ii) de la capacité de tamponnage des associations (Greenwood, 1975b).

La différence d'extension des réactions entre niveaux clairs et sombres est probablement le résultat de ce phénomène : en système fermé, les possibilités d'évolution de $a(\text{CO}_2)$ et $a(\text{H}_2\text{O})$ sont d'autant plus réduites que le système est plus contraint.

Tant que la zoïsite est présente dans les niveaux clairs, la calcite ne pouvait y cristalliser : le calcium migre dans les niveaux sombres. Une fois achevée la transformation des niveaux sombres, le système est bloqué, à moins d'ouvrir le système, ce qui a été effectivement le cas durant le stade C.

d. Conclusion

Toute l'histoire réactionnelle durant la rétro-morphose est contrôlée par la phase fluide (Fig. 2-84).

Durant le stade B, l'évolution a lieu en système fermé à H_2O et CO_2 , jusqu'à un blocage du système, la capacité de tamponnage n'ayant pas été excédée. La transformation des assemblages éclogitiques cesse, permettant leur préservation dans les niveaux clairs.

Durant le stade C, le système est ouvert : les fluides pénètrent par les fractures, d'où ils diffusent dans la roche. La déstabilisation des assemblages éclogitiques se poursuit alors dans d'autres conditions P-T.

IV.4 - FLUIDES ET ECLOGITES: DU MODELE REACTIONNEL A L'HISTOIRE TECTONIQUE

The later amphibolitization of the eclogitic inclusions in the gneiss of western Norway indicates that the eclogitic bodies are polymetamorphic. It could be that the surrounding gneiss at some time was in the same facies as that which created the eclogitic composition of some of the basic inclusions or remnants. The more reactive quartzo-feldspathic gneiss was able to recrystallize in response to the change of the P, T -conditions to the amphibolite facies, but only occasionally were the large basic inclusions able to recrystallize in the newly stabilized facies. Only when shearing movement took place and sufficient intergranular water vapor was present, could the eclogites recrystallize into the amphibolites now stabilized.

H. RAMBERG (1952)

De longues années durant, les éclogites ont été l'objet d'un âpre débat autour de deux questions:

- . les éclogites sont-elles "autochtones" ou "allochtones" ?
- . est-il possible de transformer une roche basaltique, à conditions $P_{totale} - T$ égales, en amphibolite en "milieu hydraté" et en éclogite en "milieu anhydre" ?

Ces deux questions sont ambiguës et non indépendantes.

1 - UN FAUX PROBLEME

La discussion "autochtonie/allochtonie" des éclogites fait suite à deux observations "classiques". D'une part, ne seraient connues en faciès éclogite que des roches de composition basaltique c'est à dire des éclogites. D'autre part, les éclogites apparaîtraient toujours en lentilles dans un encaissant non éclogitique (en faciès amphibolite, schiste bleu...).

L'inexactitude de ces deux assertions repose sur l'existence d'unités où le métamorphisme en faciès éclogite affecte toutes les lithologies (métabasites, métapélites et marbres, méta-granites). Bien que ces unités soient connues depuis la fin du 19ème siècle ("micascisti eclogitici" en zone Sesia-Lanzo dans les Alpes occidentales), leur "popularisation" a une dizaine d'années au plus.

Le débat "autochtonie/allochtonie", s'il doit avoir encore lieu, est de plus ambigu parce qu'il fait référence à deux questions différentes: (i) l'origine du matériel basique que le métamorphisme a transformé en éclogite et (ii) l'identité d'histoire métamorphique entre les éclogites et leur encaissant.

Dans les Alpes occidentales, la réponse à ces deux questions est unanime. Les éclogites se développent aux dépens de gabbros et/ou de basaltes dans les unités océaniques et de métabasites hercyniennes ou antéhercyniennes dans les socles des deux paléomarges. Dans les unités où des éclogites sont observées, il n'y a pas de différence d'histoire métamorphique entre lentilles éclogitiques et encaissant métapélitique.

Si ces questions persistent métastablement dans d'autres régions (Hercynides, Calédonides...), il convient d'y réfléchir sans a priori. Je voudrais montrer ici que l'existence de lentilles basiques éclogitiques dans un encaissant pélitique amphibolitique est le résultat d'une histoire commune aux deux lithologies.

2. DU MODELE REACTIONNEL...

Pour expliquer la préservation des paragenèses éclogitiques dans les lentilles basiques, un modèle simple suffit : en voici les grandes lignes.

Tous les auteurs s'accordent sur le fait que la rétro-morphose des assemblages éclogitiques dans les metabasites nécessite une consommation de H_2O . D'où provient H_2O ? Des deux réponses possibles (silicates hydratés et fluide intergranulaire à l'intérieur des lentilles éclogitiques d'une part, métapélites de l'encaissant d'autre part), seule la deuxième a généralement été prise en compte. Encore faut-il ajouter que le transfert de fluide de l'encaissant vers la lentille est généralement conçu comme un transfert d'un milieu "humide" dans un milieu "sec", comme s'il s'agissait là de propriétés intrinsèques de la matière. Je renvoie à Thompson (1983) pour une discussion précise de cette notion de fluide dans les roches métamorphiques.

Bien qu'un bilan détaillé sur un exemple unique reste à faire, le modèle suivant rend compte des observations disponibles :

- . la rétro-morphose des métapélites éclogitiques dans les conditions P-T du faciès amphibolite s'accompagne d'une déshydratation, ainsi que l'a démontré Heinrich (1982). Si transfert de fluide il doit y avoir, l'origine de ce fluide réside dans les réactions de déshydratation en cours dans les métapélites et non d'un quelconque excès permanent de fluide dans l'encaissant.

- . au même moment, dans les mêmes conditions, l'évolution des metabasites se caractérise par un comportement en système ouvert en bordure des lentilles et en système fermé au coeur des lentilles. L'infiltration du fluide en provenance de l'encaissant est possible en raison de l'intense déformation des bordures des lentilles, ces bordures devant accommoder la différence de ductilité entre éclogites -au comportement fragile dans les conditions P-T du métamorphisme amphibolitique- et encaissant -au comportement ductile dans les mêmes conditions. Ce modèle d'infiltration du fluide est fondé (i) sur une analyse réactionnelle détaillée des processus d'amphibolitisation des bordures des lentilles (Sautter, 1983, 1984, 1985; Erambert, 1985) et (ii) sur une analyse de la composition isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène (Frueh-Green et Thompson, 1985). Au coeur des lentilles une rétro-morphose incomplète a lieu, soit par épuisement d'une phase réactante (Sautter, 1983, 1984, 1985), soit par diminution de $a(H_2O)$ (cf. infra le cas des éclogites GPII).

Il n'y a donc aucun mystère. Même si encaissant et lentilles ont subi la même histoire P-T, une différence de préservation des associations éclogitiques est le résultat normal du comportement du fluide durant l'histoire rétro-morphique : il peut y avoir alors disparition totale des reliques éclogitiques dans l'une (ou les deux) des lithologies.

3 - ... A L'HISTOIRE TECTONIQUE

Il est tout de même symptomatique d'observer une correspondance étroite entre température d'équilibration des éclogites et intensité de la rétro-morphose - pardonnez-moi : je m'emporte - conditions du métamorphisme dans l'encaissant (pour ceux qui ne seraient pas encore convaincus).

Les éclogites de BT (éclogites de type C de Coleman et al., 1965), qui se sont équilibrées entre 450°C et 600°C, se sont rétro-morphosées dans des conditions qui atteignent au maximum le faciès albite-épidote amphibolite.

Les éclogites de HT (éclogites de type B de Coleman et al., 1965), ont cristallisées aux environs de 650-800°C. Dans les métapélites encaissantes s'observe généralement un métamorphisme de haut grade, au-dessus de la limite supérieure de stabilité de la staurotide jusque et y compris dans le domaine des migmatites. Ce ne peut être l'effet du hasard.

Il y a même plus : l'intensité de la rétro-morphose dans les métapélites, dans le cas ou au moins des reliques d'associations éclogitiques y sont observées, est étroitement corrélable avec le chemin P-T tel qu'il peut être établi indépendamment dans les deux types de lithologies. Je renvoie pour plus de détails à la conclusion de ce travail (3ème partie), où je discuterai les différences entre Grand Paradis et zone Sesia-Lanzo. Dans le massif du Grand Paradis, où l'histoire rétro-morphique est avant tout une décompression isotherme, la préservation des paragenèses éclogitiques dans les micaschistes et orthogneiss est faible, voire nulle, sauf cas particuliers. Dans la zone Sesia-Lanzo où la rétro-morphose est caractérisée par une baisse de température durant la décompression, les associations éclogitiques sont préservées avec une fraîcheur remarquable dans les métapélites, ce qui en fait d'ailleurs un exemple unique.

Les modèles thermiques, qui deviennent de plus en plus réalistes (England et Thompson, 1984; Davy et Gillet, 1986) montrent que ces différences résultent de et permettent de comprendre l'histoire tectonique d'un domaine de collision continentale.

4 - CONCLUSION

L'existence de lentilles éclogitiques dans un encaissant amphibolitique ne peut être utilisée pour "prouver" une différence d'histoire métamorphique entre les deux lithologies. Au contraire, il s'agit là d'une chance unique que nous offre la nature pour reconstituer les étapes initiales de la collision dans les domaines orogéniques.

Si d'aventure quelques irréductibles gaulois n'étaient toujours pas convaincus, alors, en romain inexpugnable, passez-moi le grignolino.

3ème PARTIE

CONCLUSION : COLLISION CONTINENTALE
ET CHEMINS P-T SUR LA TRANSVER-
SALE DU VAL D'AOSTE (Italie)



- III -

COLLISION CONTINENTALE ET CHEMINS P-T SUR LA TRANSVERSALE DU VAL D'AOSTE
(Alpes occidentales) :
HISTOIRE COMPAREE DU GRAND PARADIS ET DES "MICASCHISTES ECLOGITIQUES"

I - INTRODUCTION

Jusqu'à présent, les processus de collision ayant donné naissance aux Alpes occidentales ont été reconstitués grâce à deux types d'approches :

- les premières font appel aux techniques classiques des analyses stratigraphiques : elles cherchent en particulier à évaluer le rôle de la tectonique dans les processus sédimentaires, en tant que contrôle (i) de la géométrie du bassin sédimentaire, (ii) de l'évolution des milieux de dépôt et (iii) de la source du matériel détritique. Le calage de l'histoire est essentiellement obtenu grâce aux données paléontologiques, lorsqu'elles sont disponibles.

Ces méthodes ont permis des avancées spectaculaires sur l'histoire antécollision du domaine alpin (Lemoine 1984 et 1985). Pour l'histoire de la collision elle-même, elles n'apportent cependant des contraintes sévères que pour les derniers stades, c'est-à-dire dans les zones externes (dauphinois et briançonnais).

- les deuxièmes s'attachent essentiellement à l'histoire de la déformation : elles cherchent à déduire de la géométrie et des mécanismes de la déformation à toutes les échelles le déplacement des unités majeures (Malavielle et al., 1984; Choukroune et al., 1986). Les études pétrologiques (Bocquet, 1974; Saliot, 1978, Goffé, 1982, Kienast, 1983; Chopin, 1985...) et géochronologiques (Hunziker, 1974; Carpena, 1984; Monié, 1984...) sont alors utilisées pour estimer les conditions P-T et l'âge de la déformation.

Ces méthodes ont permis des avancées décisives dans les zones internes en montrant (i) un changement de la cinématique globale durant l'histoire de la collision alpine, (ii) l'importance de l'épaississement crustal durant les étapes précoces de l'histoire, des pressions de l'ordre de 30 kbar ayant été atteintes, soit des profondeurs de l'ordre de 80-100 km et (iii) la longue histoire de la collision, celle-ci pouvant avoir débuté au Crétacé inférieur (il y a 120 - 130 Ma).

Il est aujourd'hui possible de compléter ces approches par l'analyse de l'histoire P-T de chaque unité. Une collision est en effet un empilement d'unités (de nappes), cet empilement étant à l'origine d'une perturbation thermique dont la rééquilibration est enregistrée par l'histoire P-T des roches. Comme une chaîne ne résulte pas d'un chevauchement unique, l'histoire du métamorphisme dans une unité dépend de l'histoire de la collision et, en retour, nous permet un contrôle de cette histoire.

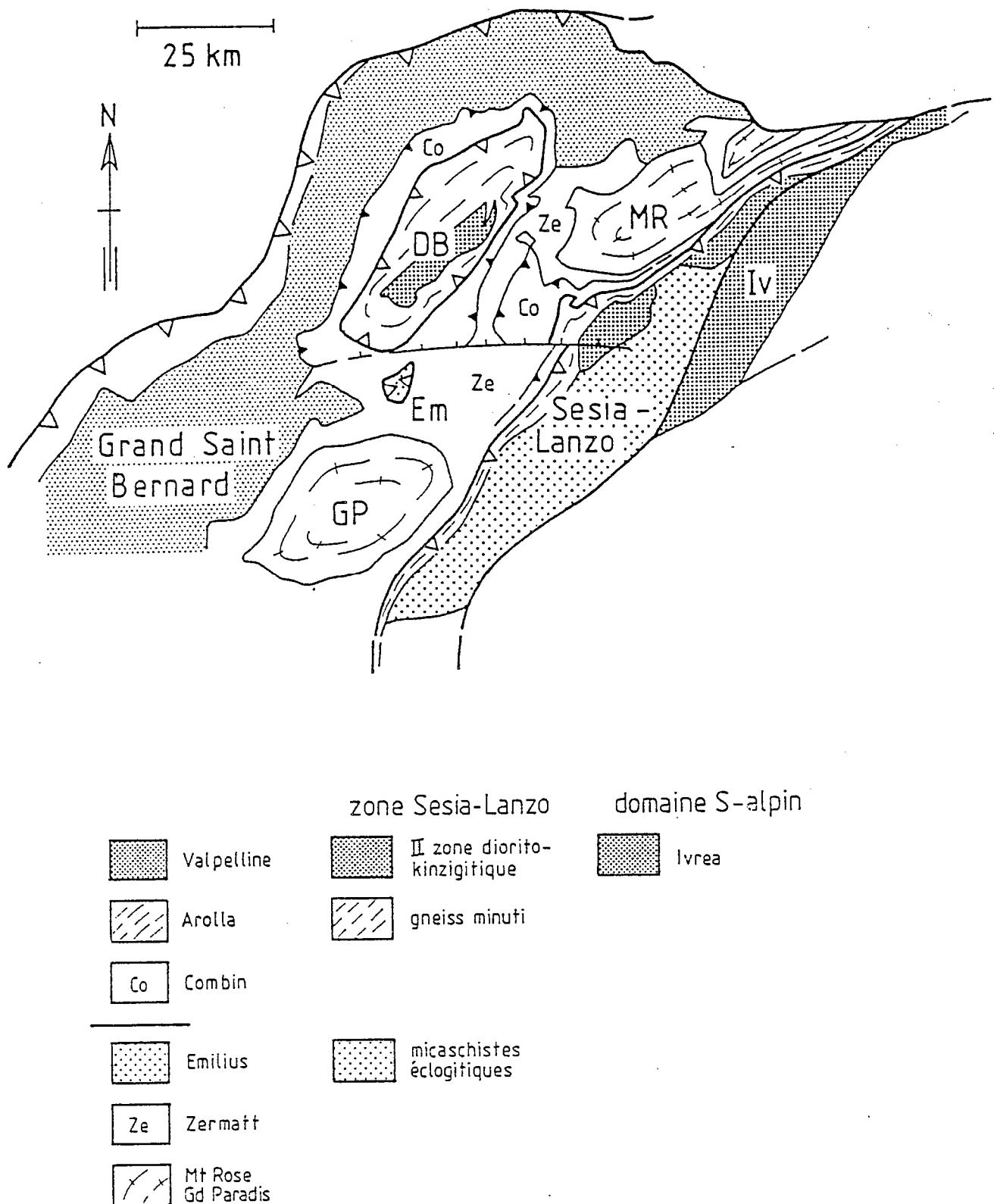


Fig.3-1 - Schéma structural des Alpes Nord-occidentales (modifié d'après Ballèvre et al., 1986).

Pour être valide, cette approche nécessite donc (i) la connaissance de la structure générale de la chaîne, (ii) la connaissance des histoires P-T des différentes unités superposées et (iii) des simulations numériques de processus thermiques (modèles thermiques) qui soient prédictifs et testables.

Ce mode d'approche a déjà été utilisé dans les Alpes (Lardeaux et al., 1982; Rubie, 1984; Goffé et Velde, 1984; Caron, 1984; Gillet et al., 1985, 1986). Nous voudrions ici développer cette approche en montrant ce qu'une comparaison de l'histoire P-T de deux unités (le Grand Paradis et les micaschistes éclogitiques en zone Sesia-Lanzo) peut apporter.

Les Alpes occidentales sont le résultat de la collision de deux paléo-marges (européenne et africaine = apulienne), qui s'accompagne de la disparition du domaine océanique. Sur la transversale du val d'Aoste (fig. 3-1), les secteurs les plus distaux des deux paléomarges, ayant enregistré la totalité de l'histoire de la collision, sont représentés par les massifs du Grand Paradis - Mont Rose (paléomarge européenne) et par l'ensemble zone Sesia-Lanzo + nappe de la Dent Blanche s.l. (paléomarge africaine).

La superposition initiale des nappes a été tardivement déformée, de telle sorte que l'empilement actuel des nappes n'est plus identique à la superposition initiale : celle-ci est cependant encore identifiable (Caby et al., 1978; Ballèvre et al. 1986) avec, de bas en haut, la nappe du Grand Paradis - Mont Rose, les unités océaniques de la zone de Zermatt et la nappe de l'Emilius.

Etant donné que les modifications tardives de l'empilement de nappes paraissent sans conséquences majeures sur l'histoire thermique des unités impliquées, il est donc possible de comparer l'histoire P-T de ces unités. Notre travail s'est donc porté sur le massif du Grand Paradis d'une part, l'unité des micaschistes éclogitiques en zone Sesia-Lanzo d'autre part, dans la mesure où cette dernière est un équivalent de la nappe de l'Emilius.

Après avoir rappelé les grandes lignes de la structure et de la déformation de ces unités, nous montrerons comment leur histoire P-T permet de contraindre l'histoire de la collision alpine.

II - STRUCTURE ET DEFORMATION DES DEUX UNITES ETUDIEES

1 - LE MASSIF DU GRAND PARADIS

Le massif du Grand Paradis est constitué de trois unités majeures : les unités de Bonneval, du Grand Paradis et du Money (fig. 3-2). Ces trois unités diffèrent avant tout par leur constitution lithologique :

- . L'unité de Bonneval est constituée pour l'essentiel de gneiss albitiques à porphyroclastes d'orthose (métarhyolites ou métaarkoses) qui, en l'absence de reliques antéalpines, peuvent être attribués au Paléozoïque supérieur (Bertrand, 1968).

- . L'unité du Grand Paradis est essentiellement constituée d'orthogneiss ocellés (métagranodiorites porphyroïdes) dont l'encaissant est représenté par des paragneiss polymétamorphiques, à reliques antéalpines de paragenèses amphibolitiques (Compagnoni et al., 1974). Ce socle antéalpin supporte une couverture mésozoïque, non datée paléontologiquement, à Trias quartzitique puis carbonaté et Lias calcschisteux.

- . L'unité du Money comprend classiquement le métagranite de l'Erfault et la série du Money (Compagnoni et al., 1974) : celle-ci, alternance de micaschistes graphiteux et de quartzites conglomératiques, est attribuée au Paléozoïque supérieur en raison de son faciès et de l'absence de reliques antéalpines. Nous y avons ajouté un orthogneiss hyperalcalin et des micaschistes albitiques dont le faciès est proche de ceux des séries polymétamorphiques, auxquels ils peuvent être attribués.

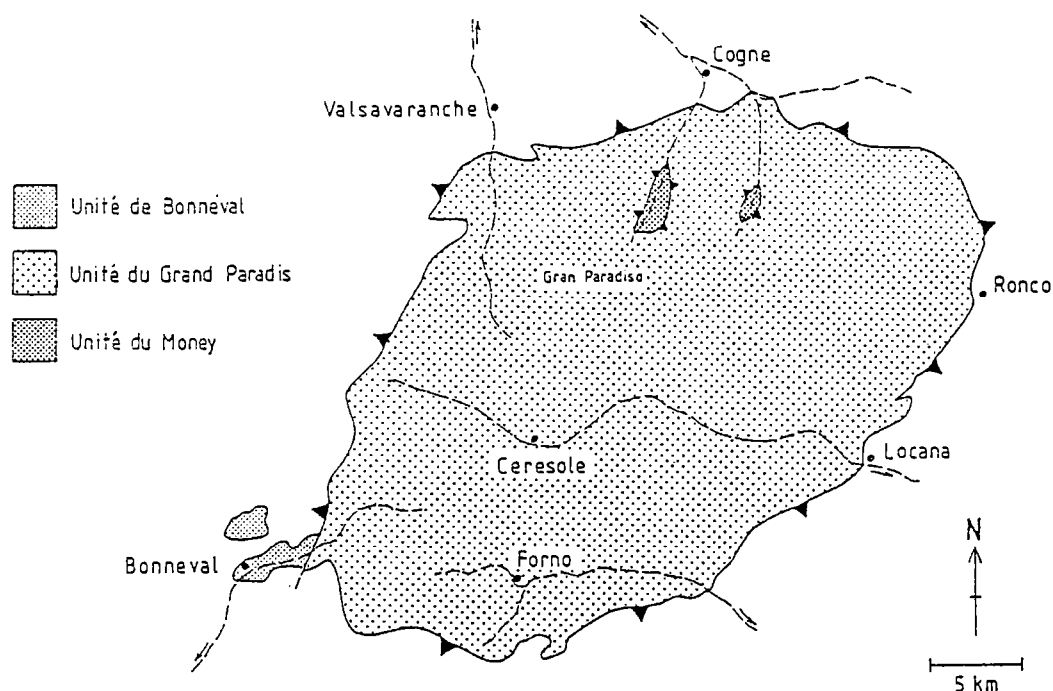


Fig.3-2 - Le massif du Grand Paradis : différentes unités.

Les relations entre ces différentes unités peuvent être résumées de la façon suivante (fig. 3-3) :

. L'unité de Bonneval est en contact avec l'Unité du Grand Paradis par des failles de direction N 10-20 à fort pendage W ou subverticales, que jalonnent des cargneules (Bertrand, 1968) : il semble probable que ces failles soient des rétrocharriages.

. L'unité du Grand Paradis chevauche l'unité du Money, qui apparaît de ce fait en fenêtre dans les vallons de Valeille et de Valnontey (Compagnoni et al., 1974) : le chevauchement est synchrone de la déformation majeure.

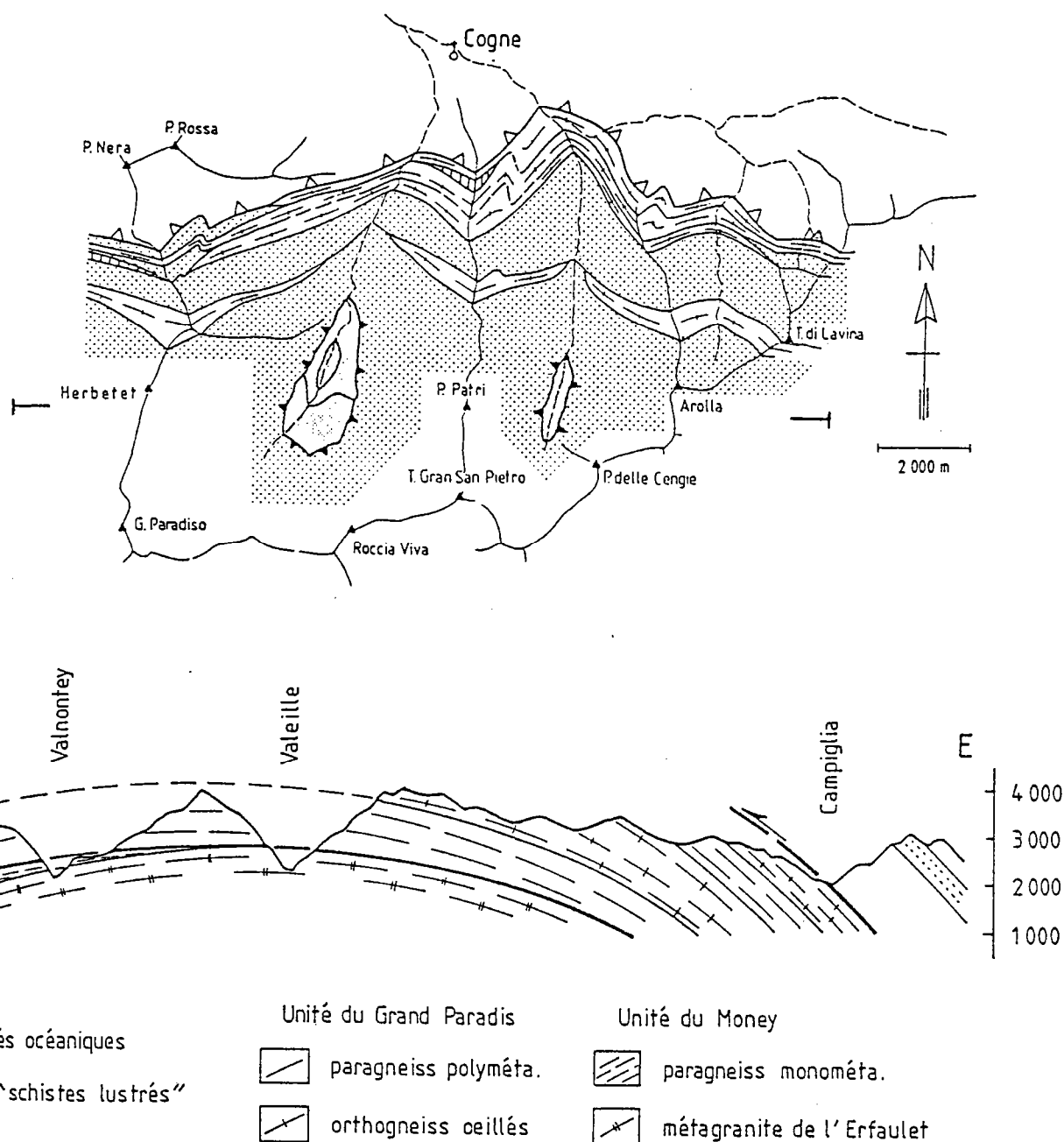


Fig.3-3 - Schéma structural (A) et coupe schématique (B) de la bordure N du massif du Grand Paradis. Pour la légende, se référer à la figure 1-3.

Toutes les unités précédentes présentent une déformation alpine de forte intensité : la déformation majeure est caractérisée par une foliation subhorizontale, sauf à la périphérie du massif du Grand Paradis qui est en fait un dôme de foliation. Celle-ci porte une linéation d'étirement de direction N 90-100 (Bertrand et Saliot, 1966; Bertrand, 1968; Caby, 1973; Ballèvre, 1984; Carpena et Mailhé, 1984; Vearncombe, 1985).

Cette structuration est le résultat d'une intense déformation non-coaxiale, le sens de cisaillement étant d'E en W (Ballèvre, 1984; Carpena et Mailhé, 1984), qui est classiquement associée à un déplacement des nappes vers l'W lors de la collision alpine.

Entre les différentes unités du Massif du Grand Paradis, il est possible de suspecter des différences d'histoire P-T, qui ne sont pour l'instant pas démontrables. Il en est de même quant à une éventuelle différence d'histoire métamorphique entre la partie S (+ "froide") et la partie N (+ "chaude") de l'unité du Grand Paradis (Carpena, 1985).

L'histoire P-T débute dans toutes les unités en conditions de HP-BT comme le montre la présence de jadéite dans les gneiss de Bonneval (Saliot, 1973, 1979), le développement d'associations éclogitiques dans les metabasites de l'unité du Grand Paradis (Prato, 1971; Compagnoni et Lombardo, 1974; et 2ème partie), et enfin les associations à mica blanc + grenat + chloritoïde + rutile des micaschistes graphiteux de la série du Money.

Ces paragenèses de HP-BT sont classiquement fortement rétro-morphosées en faciès schiste vert ou plutôt, au moins dans le N de l'Unité du Grand Paradis, dans le faciès amphibolite à albite-épidote. Cette rétro-morphose est contemporaine de la déformation majeure (Vearncombe, 1983, 1985; Ballèvre, 1984; Viissers et Compagnoni, 1984).

2 - LA ZONE SESIA-LANZO

Dans la zone Sesia-Lanzo sont classiquement définis trois types d'unités (Compagnoni et al., 1977) : ce sont les "micaschistes éclogitiques", les "gneiss minuti" et la "deuxième zone dioritico-kinzigitique" (fig. 3-4 et 3-5).

a. Les gneiss minuti

Cette unité est principalement composée d'orthogneiss leucocrates à nombreux filons apliques. Des micaschistes manganésifères d'origine incertaine, y sont localement observables (Zambonini, 1922; Gennaro, 1925; Compagnoni et al., 1977). De rares séries carbonatées y ont été décrites (Dal Piaz et al., 1971; Passchier et al., 1981) : la présence de cargneules et de dolomies permet de supposer que ces séries carbonatées représentent la couverture mésozoïque des gneiss minuti. La déformation alpine, intense et homogène, a eu lieu dans les conditions du faciès schiste vert.

b. La "deuxième zone diorito-kinzigitique" (II D.K.)

Il s'agit pour l'essentiel de métapélites ("kinzigites") où s'observent en outre des marbres, des amphibolites ("diorites") et des ultrabasites. Ces lithologies ont subi un métamorphisme anté-alpin en faciès amphibolite à granulite. La déformation alpine, de faible intensité, est localisée dans d'étroites zones, en particulier à ses bordures (Lardeaux, 1981; Rubie, 1984).

d. Les micaschistes éclogitiques

Cette unité est constituée par un socle antéalpin. Celui-ci comprend des métapélites, marbres et metabasites, à reliques antéalpines de haute température, dans lesquels intrudent des granites d'âge probable tardihercynien. La déformation alpine intense et homogène, est synchrone du métamorphisme éclogitique qui transforme les métapélites en micaschistes éclogitiques, les metabasites en éclogites et les granites en micaschistes à grenat - omphacite - paragonite. L'exceptionnelle préservation des paragenèses éclogitiques caractérise cette unité.

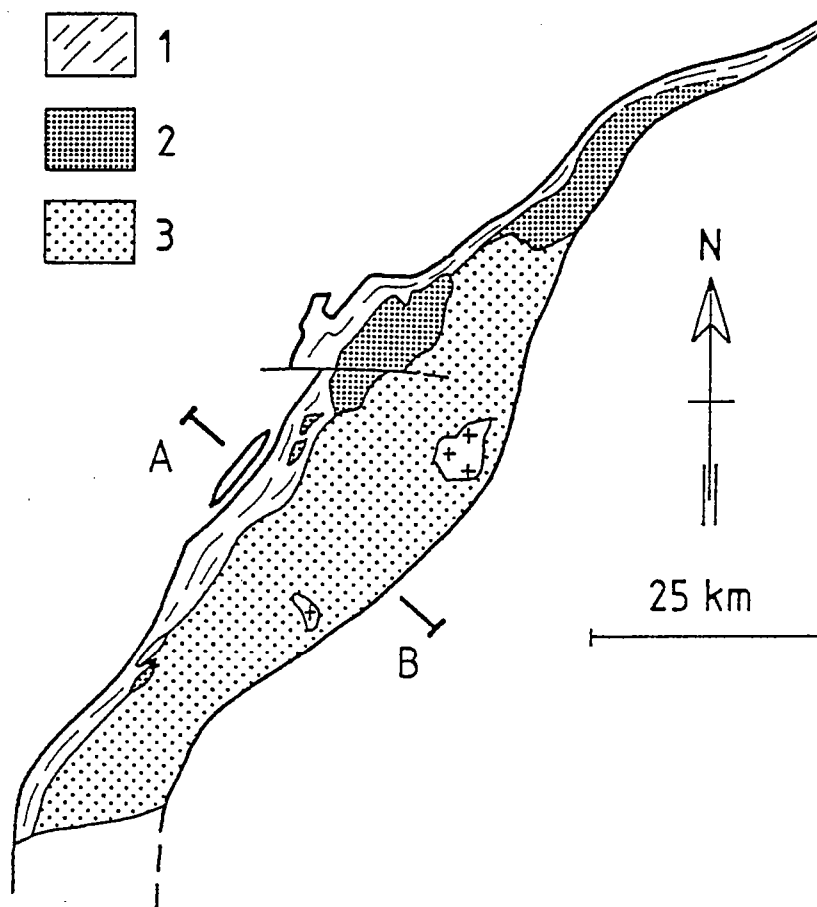


Fig. 3-4 - La zone Sesia-Lanzo : différentes unités. 1 : gneiss minuti ; 2 : seconda zona diorito-kinzigitica ; 3 : micaschisti eclogitici.

La déformation alpine de la zone Sesia-Lanzo, de forte intensité dans les gneiss minuti et les micaschistes éclogitiques, est faible et hétérogène dans le II D.K. Dans les deux premières unités, il est possible de distinguer grâce aux paragenèses syncinématiques deux déformations superposées (Vuichard, 1986) :

a. La déformation éclogitique

Celle-ci n'est connue que dans l'unité des micaschistes éclogitiques, où elle est caractérisée par une linéation d'étirement de direction N-S. Même si sont observables à petite échelle plusieurs générations de structures superposées (plis...), l'organisation reste cohérente à grande échelle : la direction principale d'étirement fini, que matérialise sur le terrain l'alignement de l'omphacite et de la glaucophane, est relativement constante (proche de N-S).

Cette déformation est probablement associée à un déplacement précoce de cette unité du S vers le N (Choukroune et al., 1986).

b. La déformation schiste vert

La déformation en faciès schiste vert n'est intense qu'à la bordure occidentale de la zone Sesia-Lanzo (gneiss minuti où, bien que relativement homogène, elle est associée à plusieurs zones mylonitiques majeures. Dans cette unité, la foliation est parallèle au contact entre la zone Sesia-Lanzo et les "schistes lustrés". Elle porte une linéation d'étirement E-W. La déformation est non-coaxiale, le sens de cisaillement étant d'E en W : cette déformation est donc associée au charriage de la zone Sesia-Lanzo sur les "schistes lustrés".

Dans l'unité des micaschistes éclogitiques, la déformation en faciès schiste vert est observable au contact avec les gneiss minuti : vers le SW, elle décroît rapidement en intensité et devient fortement hétérogène (zones de cisaillement ductiles, où la schistosité fait en général un fort angle avec la foliation éclogitique). La direction moyenne des linéations d'étirement reste E-W.

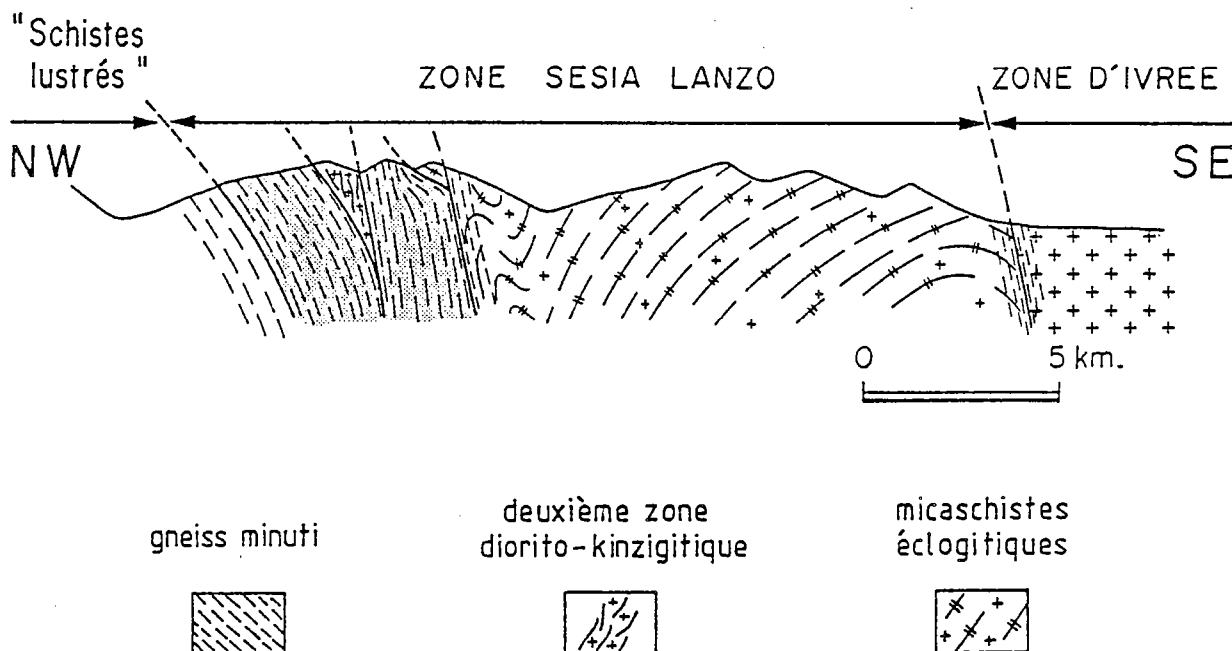


Fig.3-5- Coupe schématique de la zone Sesia-Lanzo en Val d'Aoste (d'après Vuichard, 1986).

3 - DISCUSSION

a. Différentes unités : différentes histoires

Le bilan précédent montre que chaque unité a une histoire de la déformation et du métamorphisme qui lui est propre. Il est ainsi possible d'opposer schématiquement trois unités majeures où la déformation alpine a été de forte intensité et ayant des histoires tectonométamorphiques différentes :

. L'unité du Grand Paradis

La déformation majeure est caractérisée par une linéation d'étirement E-W et a lieu dans les conditions du faciès amphibolite à albite-épidote (6-8 kbar, 500°C). Cette déformation est contemporaine du chevauchement de l'unité du Grand Paradis sur l'unité du Money, d'E en W.

. L'unité des gneiss minuti

Comme dans l'unité du Grand Paradis, la déformation majeure est caractérisée par une linéation d'étirement E-W mais elle a lieu dans les conditions du faciès schiste vert (4-6 kbar, 450°C). Cette déformation est associée au charriage tardif (post-éclogitique) de la zone Sesia-Lanzo sur les "schistes lustrés".

. L'unité des micaschistes éclogitiques

Au contraire des deux unités précédentes, la déformation majeure a lieu en conditions éclogitiques (16-18 kbar, 550-600°C) : elle est caractérisée par des linéations d'étirement N-S, qui sont probablement associées à un déplacement précoce de cette unité vers le N.

Nous ne nous intéresserons par la suite qu'à deux unités : le Grand Paradis et les micaschistes éclogitiques. Ce choix résulte du fait que ces deux unités représentent les parties distales des deux paléomarges, que les stades initiaux de la collision ont superposées (cf. 1ère partie, chap. I). Leur histoire P-T est donc un enregistrement complet de l'histoire de la collision alpine.

b. Place de la déformation majeure dans l'histoire P-T des deux unités

Les modalités de la déformation des deux paléomarges sont en fait dissemblables : en particulier, le moment où a lieu la déformation majeure durant l'histoire P-T est différent dans les deux unités.

1. Dans les micaschistes éclogitiques, la déformation majeure a eu lieu en conditions éclogitiques. Elle est relativement homogène dans toutes les lithologies, des zones non ou faiblement déformées n'étant observables que dans les métaгранites (Dal Piaz et al., 1972; Compagnoni et Maffeo, 1973) et, plus exceptionnellement, dans les métapélites (Dal Piaz et al. 1972; Lardeaux, 1981; Lardeaux et al., 1982; Hy, 1984b). Dans ces dernières ont été identifiées des reliques de paragenèses antéalpines de haut grade (partie supérieure du faciès amphibolite et faciès granulite).

Au total, on remarquera que ces zones de faible déformation alpine occupent au plus 5 % des micaschistes éclogitiques, une estimation réaliste se situant autour de 1 à 2 %

2. Toute différente est la situation du Grand Paradis, où la déformation majeure a eu lieu dans les conditions du faciès amphibolite à albite-épidote. La déformation alpine est fortement hétérogène, ce qui permet la parfaite préservation de faciès granitiques

et gneissiques antéalpines (Bertrand, 1968; Callegari et al., 1969, etc.). Il est de ce fait encore possible d'observer (i) le caractère intrusif des granodiorites porphyroïdes, y compris des reliques de métamorphisme de contact et (ii) des unités où les reliques antéalpines sont différentes (fig. 3-3A).

Ces zones non ou faiblement déformées pourraient représenter entre 30 et 50 % du volume total du Grand Paradis, ce qui est somme toute relativement important.

L'histoire de la déformation alpine dans les deux unités est donc fondamentalement différente :

1. Alors que dans les micaschistes éclogitiques la déformation éclogitique est relativement homogène, la déformation éclogitique dans le Grand Paradis devait probablement être fortement hétérogène : tout se passe dans ce dernier comme si le volume des roches déformées augmentait lors de l'histoire rétro-morphique, pour atteindre un maximum dans les conditions du faciès amphibolite à albite-épidote.
2. Dans les deux unités, la déformation en faciès schiste vert n'a lieu que dans d'étroites zones de cisaillement.
 Dans les micaschistes éclogitiques, celles-ci n'ont pas de rapport avec la déformation éclogitique, dans la mesure où les axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie changent d'orientation : la direction d'étirement passe de N-S à E-W. Il s'agit bien dans ce cas de deux déformations superposées.
 Au contraire, dans le Grand Paradis, il n'y a pas de changement d'orientation des axes principaux : les zones de cisaillement en faciès schiste vert représentent une localisation de la déformation dans les dernières étapes de l'histoire de la déformation. Il est alors possible de parler de déformation progressive.
3. Cette opposition doit cependant être nuancée : dans les deux unités se sont développées durant la déformation majeure plusieurs générations de structures, qui sont apparues dans des conditions P-T semblables (dans le même faciès). Il en est ainsi, par exemple, des structures D1 et D2 de Hy (1984) et Hy et al. (1985), qui se superposent en conditions éclogitiques dans les micaschistes éclogitiques. Les structures D3 et D4 de Vissers et Compagnoni (1984) appartiennent toutes deux au faciès amphibolite à albite-épidote, c'est-à-dire à la déformation majeure dans le Grand Paradis.

III - COMPARAISON DES CHEMINS P-T-t DU GRAND PARADIS ET DES MICASCHISTES ÉCLOGITIQUES

La figure 3.6 rassemble l'ensemble des données disponibles sur l'histoire P-T des deux unités considérées. Celles-ci se distinguent avant tout par la forme du trajet P-T : les micaschistes éclogitiques (ME) sont caractérisés par une décroissance de la T lors de la décompression alors que le Grand Paradis (GP) subit une décompression isotherme au début de son histoire rétrograde.

1 - HISTOIRE P-T

a. Equilibration éclogitique et histoire prograde.

Une comparaison des associations éclogitiques dans les deux unités est nécessaire afin de déterminer si les conditions P-T du métamorphisme éclogitique diffèrent dans les deux unités.

unité du Grand Paradis (cf 2ème partie)

éclogites GP I

- * grenat + omphacite + glaucophane + phengite + quartz + rutile/sphène + sulfure
- * grenat + omphacite + glaucophane + quartz + rutile + sulfure
- * grenat + omphacite + glaucophane + rutile
- * grenat + actinote + quartz + rutile

éclogites GP II

- * grenat + omphacite + zoisite + phengite + quartz + sphène
- * grenat + omphacite + zoisite + sphène
- * grenat + omphacite + sphène

éclogites GP III

- * grenat + omphacite + zoisite + paragonite + phengite + dolomite + quartz + sphène

unité des micaschistes éclogitiques (Koons, 1982)

glaucophanites

- * glaucophane + grenat + omphacite + paragonite + phengite + carbonates (dolomite ± calcite) + rutile

éclogites massives

- * grenat + omphacite + barroisite + paragonite + phengite + quartz + rutile
- * grenat + omphacite + zoisite + paragonite + phengite + quartz + sphène
- * grenat + omphacite + amphibole zonée (barroisite au coeur, glaucophane en bordure) + phengite + dolomite + calcite + rutile

éclogites litées

- * grenat + omphacite + barroisite + zoisite
- * grenat + omphacite
- * barroisite

Tab. 3-1 - Les associations éclogitiques des metabasites du massif du Grand Paradis et de l'unité des micaschistes éclogitiques en zone Sesia-Lanzo.

Dans les métabasites, les associations observées sont a priori semblables (Tab. 3-1), bien que de subtiles différences apparaissent. Ainsi en est-il des amphiboles barroisitiques, qui ne sont observées à l'équilibre avec grenat et omphacite que dans les ME. Cette observation suggère que les éclogites des ME ont cristallisé à la limite entre le domaine des éclogites de BT (où la glaucophane est stable) et celui des éclogites de HT (où les amphiboles primaires ne sont plus glaucophanitiques).

Dans les métapélites des ME sont observés deux types fondamentaux de paragenèses, les unes à quartz + phengite + grenat + glaucophane \pm omphacite (jadéite 80-100) + rutile, les autres à quartz + phengite + paragonite + grenat + chloritoïde \pm chlorite ou disthène + rutile. L'absence d'associations à paragonite + jadéite + disthène signifie que l'équilibre paragonite = jadéite + disthène n'a pas été atteint, ce qui constitue une limite supérieure en pression.

Les associations précédentes n'ont jamais été observées dans le GP, où à vrai dire les associations éclogitiques des métapélites sont fort mal connues, à l'exception des roches alumino-magnésiennes qu'étudie Chopin (1979, 1981, 1984) et résultent probablement de transformations métasomatiques dans des zones de cisaillement. En dehors de ces "monstres", seules les associations à grenat - chloritoïde ou à glaucophane - chloritoïde sont traditionnellement attribuées au faciès éclogite.

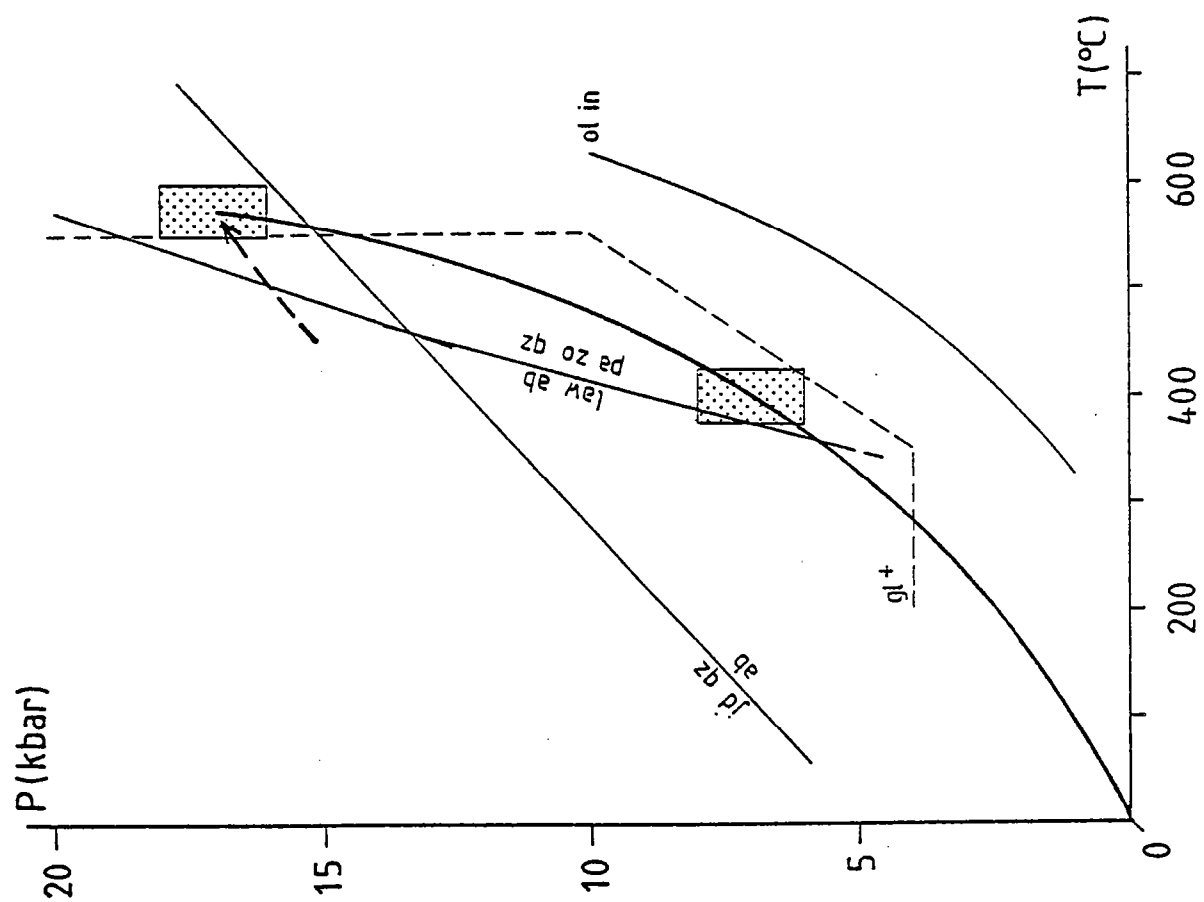
Dans les métaгранites est observée dans les ME une association à quartz + phengite + paragonite + zoïsite + grenat + omphacite (jadéite 50) + rutile. Dans le GP, aucune association éclogitique (sans plagioclase) n'a jamais été décrite : les orthogneiss ocellés sont caractérisés par l'association quartz + phengite + biotite + épidote + albite \pm grenat, le microcline étant relictuel.

Les différences entre GP et ME sont donc manifestes : elles peuvent résulter soit de différences de conditions P-T lors du métamorphisme éclogitique, soit d'une différence de préservation de ces paragenèses, en rapport avec les conditions P-T de la rétro-morphose.

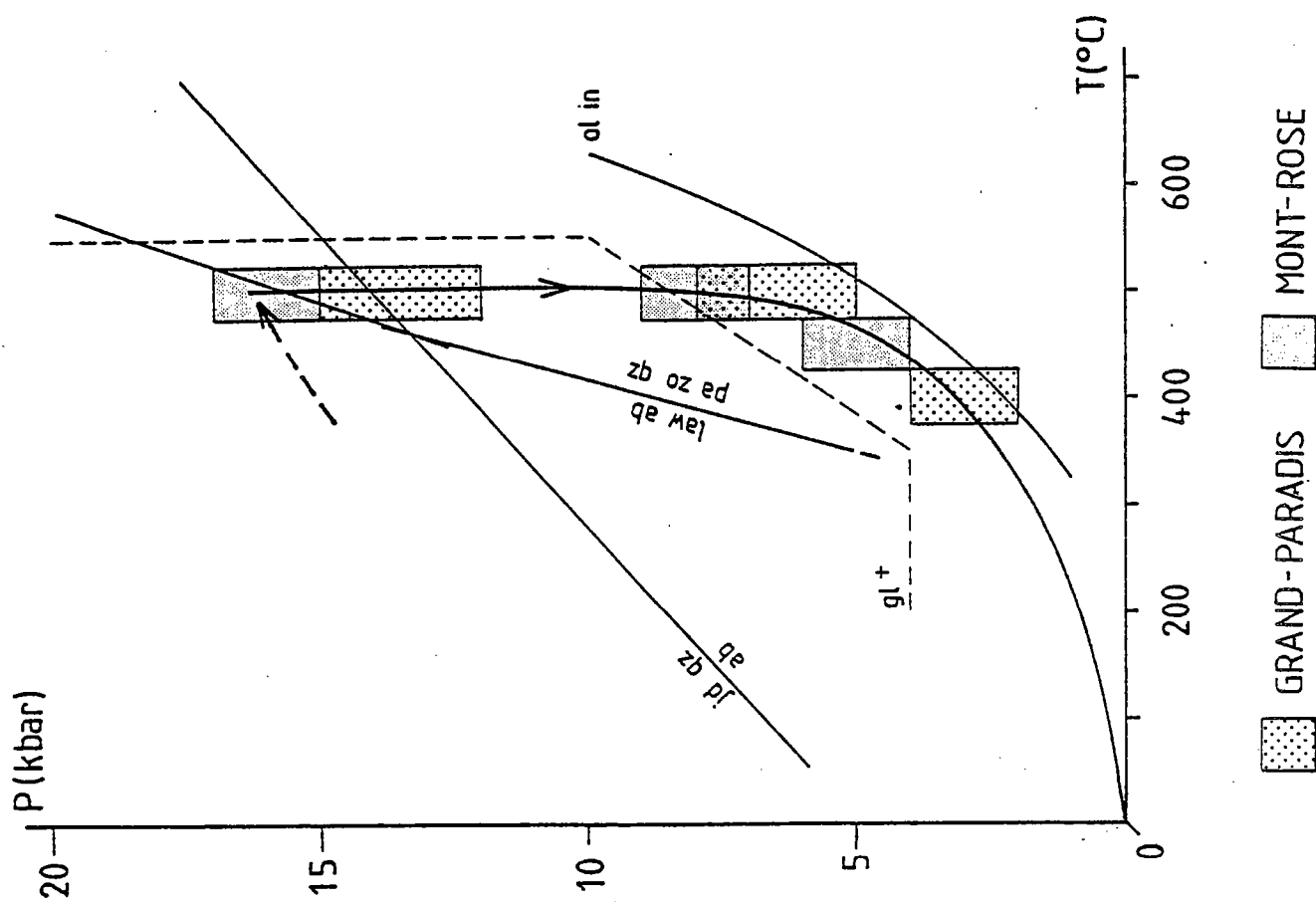
Les différences d'histoire rétro-morphique, réelles et importantes (cf. infra), ne suffisent pas à expliquer ces observations. Les analyses pétrologiques détaillées, tant dans le massif du GP (cf. 2ème partie) que dans les ME (Koons, 1982; Hy, 1984), conduisent à admettre que les conditions du métamorphisme éclogitique sont plus élevées à la fois en P et en T dans les ME que dans le GP.

On remarquera enfin que l'histoire prograde, aussi mal contrainte soit-elle, est caractérisée dans les deux cas par l'existence de paragenèses en faciès schiste bleu de haut grade (pour le GP : Ballèvre, 1984, et 2ème partie; pour les ME : Reinsch, 1979; Pognante et al., 1980), à la différence d'unités comme les Tauern (Alpes autrichiennes), où les paragenèses anté-éclogitiques appartiennent au faciès amphibolite à albite-épidote (Holland, 1979). Par ailleurs, il semble que l'histoire prograde ait eu lieu non seulement à T croissante, mais aussi à P croissante : aucun argument ne permet en effet pour l'instant d'affirmer la présence de paragenèses antérieures à l'équilibration éclogitique finale de plus haute P et de plus basse T que cet équilibre.

Fig.3-6 - Histoire P-T de l'unité des micaschistes éclogitiques en zone Sesia-Lanzo et des massifs du Grand Paradis et du Mont Rose. Les estimations des conditions P-T sont tirées de Hy (1984) pour les micaschistes éclogitiques, ce travail (2ème partie) pour le Grand Paradis et Monié (1985) pour le Mont-Rose. Apparition de l'oligoclase (ol in) d'après Maruyama et al (1983). Limite de stabilité de la glaucophane (gl⁺) d'après Maresch (1977). Autres courbes d'après Holland (1980) et Heinrich et Althaus (1980).



MICASCHISTES ECLOGITIQUES



GRAND-PARADIS MONT-ROSE

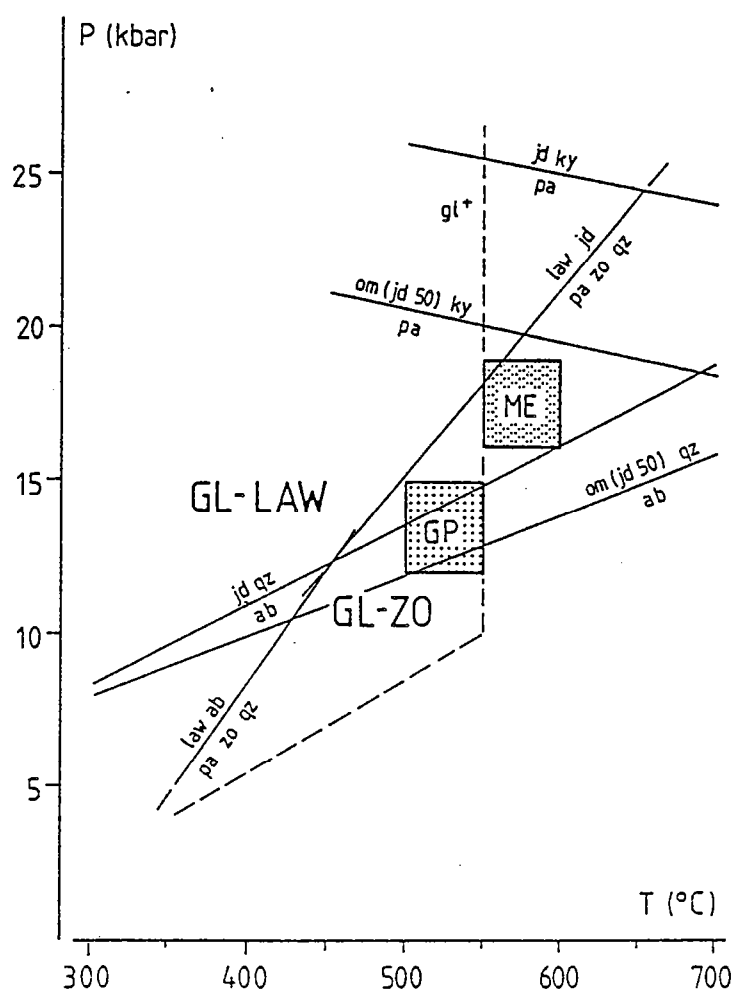


Fig.3.7 - Estimation des conditions P-T du métamorphisme éclogitique dans l'unité des micaschistes éclogitiques en zone Sesia-Lanzo et dans le massif du Grand Paradis. Limite de stabilité de la glaucophane (gl^+) d'après Maresch (1977). Autres courbes d'après Holland (1979b, 1980) et Heinrich et Althaus (1980).

b. Histoire rétro-morphique

Dans les ME, la rétro-morphose est caractérisée par le développement local d'associations du faciès schiste vert (actinote + chlorite + épidote + albite dans les metabasites). Plus significatives encore sont les observations, dans la partie S des ME, de lawsonite post-éclogitique, elle-même parfois entourée de pumpellyite (Caron et Salot, 1969; Dal Piaz et al., 1972; Liebeaux, 1975; Compagnoni, 1977). Il est nécessaire de distinguer ces lawsonites des pseudomorphoses de lawsonite à paragonite et zoïsite, qui sont attribuables à l'histoire prograde de cette unité.

Dans le GP, la rétro-morphose est généralisée : elle a lieu dans les conditions du faciès amphibolite à albite-épidote (amphibole Al et Na de type barroisite ou hornblende + épidote + albite \pm chlorite dans les metabasites). La lawsonite est totalement absente. L'oligoclase a été observée en couronne autour de l'albite dans les paragneiss de l'Unité du Money (Compagnoni et al., 1974). Les paragenèses du faciès schiste vert ne sont connues que dans des zones de cisaillement ou des fentes tardives.

c. Discussion

L'histoire P-T des deux unités ici considérées est caractérisée avant tout par la forme des chemins P-T. Ces deux unités ont en commun une histoire éclogitique précoce à laquelle succèdent des paragenèses rétromorphiques mais ... trois différences notables les distinguent :

1. Les associations éclogitiques sont de plus haut grade (en P et en T) en zone Sesia-Lanzo que dans le massif du Grand Paradis.
2. La rétromorphose a lieu à T inférieure dans les ME, ce que traduit (i) l'existence d'une différence de T de l'ordre de 150°C entre les deux unités à une P de l'ordre de 5 kbar et (ii) la différence d'extension de la rétromorphose, telle qu'elle est directement appréciable sur le terrain (1ère mention des éclogites du GP en 1971, des ME dès 1894).
3. La déformation majeure a lieu en conditions éclogitiques dans les ME, durant la rétromorphose dans le GP.

Par rapport aux travaux antérieurs, plusieurs différences peuvent être soulignées :

1. En ce qui concerne le Grand Paradis, le seul auteur ayant dessiné un trajet P-T est Vearncombe (1983), d'après une compilation des publications italiennes pour l'essentiel. Ce trajet, qui a été discuté antérieurement (2ème partie), n'est pas compatible avec l'analyse pétrologique des éclogites.

On remarquera par contre que le trajet P-T proposé ici pour le Grand Paradis est, aux incertitudes près, analogue à celui du massif du Mont-Rose, tel qu'il peut être établi grâce aux données de Chopin et Monié (1984) et Monié (1985). On remarquera enfin combien le trajet P-T des massifs du Grand Paradis et du Mont Rose doit différer de celui des unités du massif de Dora Maira où a été découverte l'association pyrope + disthène + phengite + talc + rutile + coesite (Chopin, 1984) : dans ces roches, la croissance de la glaucophane lors de la rétromorphose (Schreyer, 1985) impose une diminution de la T lors de la décompression.

2. En ce qui concerne les ME, les auteurs s'accordent sur l'existence d'une diminution de la T lors de la décompression (Lardeaux, 1981; Lardeaux et al., 1982; Rubie, 1984).

Sachant qu'il est relativement difficile de déterminer avec précision les conditions P-T de l'épisode schiste vert, nous n'avons pas utilisé les estimations de Lattard (1974), mais avons pris soin de permettre l'apparition rétrograde de la lawsonite (cf. infra), à l'équilibre avec l'albite.

Ce faisant le trajet P-T proposé n'est pas fondamentalement différent des estimations antérieures.

Un dernier point doit être brièvement abordé : qu'elle est l'incertitude sur chaque trajet P-T, sachant les difficultés des estimations P-T (cf. 2ème partie, chap. 3) ?

Je pense que la meilleure réponse à cette question est celle de Rubie (1984). Il a été démontré par Heinrich (1982) que la rétromorphose des associations éclogitiques dans les métapélites libère H_2O . Au contraire, celle des metabasites consomme H_2O . Comme les réactions de deshydratation ont essentiellement lieu à T croissante, le degré de transformation des associations éclogitiques dans les métapélites est en soi un indicateur du sens d'évolution de la T.

L'analyse de Heinrich (1982) s'applique probablement aux roches étudiées, comme cela a été démontré dans la 2ème partie (chap. 4) : la différence de préservation des paragenèses éclogitiques dans les deux unités considérées est donc cohérente avec leur histoire P-T.

Cela ne signifie pas pour autant qu'il y a eu une augmentation de T lors de la décompression dans le Grand Paradis. Il faudrait pour cela que la T d'équilibration des éclogites soit de l'ordre de 400-450°C mais ceci impose, en l'absence de lawsonite, des P maximales de l'ordre de 10-12 kbar. Bien que ceci ne soit pas a priori impossible (en additionnant les erreurs possibles : $a(\text{H}_2\text{O})$, état désordonné ou ordonné du pyroxène sodique...), nous restons dans les marges d'incertitude des méthodes analytiques classiques.

2 - AGE DE LA DEFORMATION ET DU METAMORPHISME

a. Rappel méthodologique

Quelles que soient les méthodes géochronologiques utilisées, l'interprétation d'un âge repose sur le concept de température de fermeture du système (Dodson, 1973). Celle-ci est liée aux processus de diffusion intracristalline qui dépendent essentiellement de la température : la température de fermeture d'un système est donc fonction de la vitesse de refroidissement et de la taille des grains.

Ces deux facteurs ne suffisent pas en fait à eux seuls à expliquer les observations disponibles (Cliff, 1985). Il a été ainsi envisagé (i) que T de fermeture et T d'ouverture d'un système ne soient pas égales et (ii) que des facteurs autres que la T contrôlent les phénomènes de fermeture et d'ouverture (par ex. : la déformation, le transfert de fluides...) (Chopin et Maluski, 1980, Monié, 1984, 1985, 1986), nécessitant la distinction de systèmes plus ou moins "rétentifs".

Echantillon	Roche	Méthode (T de fermeture)	Age	Source
	métagranite	Rb/Sr roche totale (cristallisation)	129 ± 15	4
KAW 485	éclogite	Rb/Sr phengite (500 ± 50)	71 ± 14 71 ± 2	1 4
KAW 989	"phengite gneiss"		85 ± 1	4
	micaschiste	Ar/Ar phengite (350 ± 50)	118 ± 2	3
KAW 485	éclogite	K/Ar phengite (350 ± 50)	62 ± 3 63 ± 3	1,4 1
KAW 683	éclogite		159 ± 10 163 ± 9	1 1
KAW 684	"glauophane-éclogite"		108 ± 6	1
KAW 685	"phengite-schist"		79 ± 3	1
KAW 989	"phengite gneiss"		71 ± 3	1
KAW 1227	"eclogitic metasedimentary country-rocks"	Rb/Sr biotite (300 ± 50)	133 ± 6	4
KAW 987	métagranite	K/Ar biotite (300 ± 50)	72 ± 2	4
KAW 988	métagranite		66 ± 1	4
KAW 1227	"eclogitic metasedimentary country-rocks"		129 ± 6	4
	métagranite	TF zircon (250 ± 50)	133 ± 6	2

Tab. 3-2 - Synthèse des données géochronologiques au Monte Mucrone (micaschistes éclogitiques, zone Sesia-Lanzo). Source des données : Hunziker, 1974 (1) ; Carpena, 1984 (2) ; Hy, 1984 (3) ; Oberhaensli et al., 1985 (4).

Quoi qu'il en soit, si le concept de T de fermeture est opératoire, alors on doit observer, dans une même roche, des âges d'autant plus jeunes que la T de fermeture du système considéré est plus faible.

b. Les notions d'événement éoalpin et d'événement alpin s.s.

Les données géochronologiques ont été obtenues dans les Alpes occidentales par toute la gamme des méthodes : U/Pb sur zircon, Rb/Sr sur roche totale et minéraux, K/Ar et Ar^{39}/Ar^{40} sur minéraux, traces de fission (TF) sur zircon et apatite (Hunziker, 1970; Dal Piaz et al., 1972; Bocquet et al., 1974; Hunziker, 1974; Delaloye et Desmons, 1976; Frey et al., 1976; Chopin et Maluski, 1978, 1980, 1982; Desmons et al., 1982; Carpena et Caby, 1983; Carpena, 1984, 1985; Hy, 1984; Chopin et Monié, 1984; Monié, 1984, 1985; Oberhaensli et al., 1985).

Une première synthèse de ces données a permis à Dal Piaz et al (1972) et Frey et al. (1974) de proposer pour l'événement "éolpin" un âge Crétacé (entre 60 et 100 Ma) et pour l'événement "alpin s.s." (= lépontin = mésoalpin) un âge de 40 Ma.

Le terme éolpin a été initialement créé pour désigner l'âge Crétacé du métamorphisme quelles que soient les paragenèses associées (en faciès éclogite ou schiste vert, cf. Dal Piaz et al., 1972, fig. 7). A partir de là, un glissement de sens a eu lieu, le terme éolpin étant utilisé pour qualifier les "paragenèses de HP/BT" ou la "phase schiste bleu précoce" (Frey et al., 1974), sans précision sur le contexte structural.

Le terme "lépontin", qui a été lui aussi abusivement utilisé, est censé signifier "faciès schiste vert à 38 ± 2 Ma", en particulier lorsque les associations en faciès schiste vert sont rétro-morphiques. D'où la notion de "rétromorphose lépontine", que traduisent par ailleurs des expressions telles que "climax" ou "maximum d'intensité" de la rétro-morphose.

En fait, il est clair qu'il ne peut y avoir de définition d'un événement métamorphique sur la seule base des paragenèses observées : il n'y a aucune raison a priori pour que toutes les paragenèses en faciès schiste bleu soient éolpines (Crétacé) ou que toutes les associations en faciès schiste vert soient "lépontines" (38 - 40 Ma).

Un même faciès peut avoir un âge différent dans deux unités adjacentes, soit parce qu'il y a eu superposition tardive de ces deux unités, soit parce qu'il y a eu déplacement progressif vers l'W du front de la collision alpine.

A cela s'ajoutent les imprécisions des auteurs quant à l'utilisation de termes tels que faciès schiste bleu et faciès schiste vert. Il suffit de rappeler que :

- le métamorphisme en faciès schiste bleu de bas grade (à glaucophane - lawsonite) de la Vanoise ou du Queyras par exemple n'a rien à voir avec le métamorphisme en faciès schiste bleu de haut grade (à glaucophane - zoisite) du Grand Paradis ou du Viso par exemple.
- le métamorphisme en faciès schiste vert des gneiss minuti en zone Sesia-Lanzo (à chlorite et biotite verte) n'est pas semblable au métamorphisme en faciès "schiste vert" (en réalité amphibolite à albite-épidote) (à biotite brune) du versant valdotain du Grand Paradis.

Ces ambiguïtés sont illustrées clairement par les confrontations périodiques entre données isotopiques et paléontologiques :

1. La discussion est classique dans les parties internes du domaine Briançonnais. La présence de faunes d'âge Paléocène à Eocène moyen (Lefèvre et Michard, 1976 pour la zone d'Acceglio, Ellenberger, 1958 pour la Vanoise, Ellenberger, 1953, et Mario Sartori, travaux en cours pour la série du Barrhorn dans le Grand Saint Bernard) contraint les âges possibles du métamorphisme schiste bleu (de bas grade), qui ne peut être éolpin dans les couvertures méso-cénozoïques.

A moins d'admettre que les séries méso-cénozoïques sont systématiquement décollées du socle antéalpin sur lequel elles reposent actuellement et qu'elles ont subi une histoire tectonometamorphique propre, différente de celle du socle, comme cela a été proposé pour la Vanoise par Desmons et al. (1982), le métamorphisme schiste bleu dans le socle antéalpin est également éocène à post-éocène.

2. Dans le domaine piémontais, le problème s'est (re)posé depuis la découverte de faunes à probables Globotruncanidés d'âge probable Cénomano-Turonien (Marthaler, 1984, Lemoine et al., 1984, Dumont et al., 1984, Marthaler et al., 1986), en contradiction avec des âges de métamorphisme "schiste bleu" (lequel ?) ou "HP" (laquelle ?) antérieurs à environ 80 Ma.

Dans la mesure où les deux types d'informations ne proviennent en général pas des mêmes unités, l'incompatibilité n'est qu'apparente. Il faudrait de plus prendre en compte la possibilité de phénomènes tels que olistostromes et/ou bassins éocénacés en repos sur un substratum tectonisé...

Dans ce domaine, tout reste à faire.

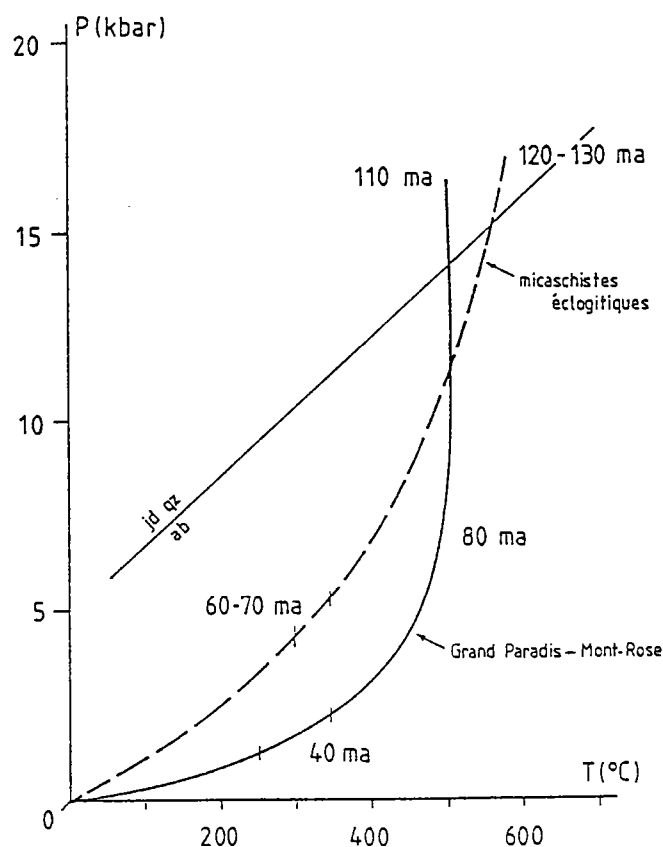


Fig.3-8- Histoires P-T-t de l'unité des micaschistes éclogitiques en zone Sesia-Lanzo et des massifs du Grand Paradis - Mont Rose. Courbe ab = jd + qz d'après Holland (1980).

c. Un bilan des données dans les zones internes des Alpes occidentales (transversale du val d'Aoste).

Il est difficile de dresser un bilan des données tant leur nombre est élevé et tant les divergences sur leur interprétation sont grandes. Deux choses apparaissent cependant remarquables :

- d'une part, une forte dispersion des âges, quelle que soit l'unité et la méthode considérées : le seul fait notable à cet égard est l'absence d'âges plus jeunes que 40 Ma (cf. par ex. Chopin et Maluski, 1980).
- d'autre part, une non-cohérence des données lorsqu'elles sont obtenues en un même point par des méthodes différentes (cf. l'exemple du Monte Mucrone : tab. 3-2).

Ceci étant dit, trois conclusions se dégagent :

1. Le métamorphisme éclogitique dans les deux unités considérées est d'âge Crétacé (éosalpin). Certaines données semblent indiquer un âge de "l'éclogitisation" aux environs de 120-130 Ma dans les micaschistes éclogitiques (Rb/Sr sur roche totale, Oberhänsli et al., 1985; Ar^{39}/Ar^{40} sur phengite, Hy, 1984) et de 110 Ma dans le Mont Rose (Ar^{39}/Ar^{40} sur phengite, Chopin et Monié, 1984).
2. Un événement majeur a eu lieu à 40 Ma : son effet est observable dans la majeure partie de la chaîne alpine, en tout cas, sur la transversale considérée, depuis la zone Sesia-Lanzo (charriage de cette unité sur les "schistes lustrés") jusqu'à l'apparition des olistostromes au Priabonien/Oligocène inf. dans les zones externes (Bravard et al., 1981; Mercier de Lépinay et Feinberg, 1982). C'est l'événement alpin s.s.
3. Que se passe-t-il entre 100-130 Ma et 40 Ma ? En d'autres termes, quelle est la signification des âges "intermédiaires", que nous savons nombreux ?

D'une part, ils peuvent n'avoir aucune signification tectonique : ils datent alors le refroidissement des roches au-dessous de la T de fermeture du système considéré. Il faut néanmoins prêter attention au fait qu'ils peuvent être liés à une perturbation thermique lors d'une tectonique tardive (cf. le gradient inverse d'âges de Carpena (1984, 1985) dans le Grand Paradis).

D'autre part, ils peuvent enregistrer un événement tectonique, comme le pense Monié (1985) à propos des âges à 60-70 Ma dans le Mont Rose.

Les conséquences de ces deux hypothèses seront évoquées plus loin.

IV - HISTOIRE DE LA COLLISION

1 - LES MODELES THERMIQUES : INTERET ET LIMITES

De nombreux auteurs (d'Oxburgh et Turcotte, 1974 à England et Thomson, 1984) ont montré comment l'histoire P-T d'une unité donnée dépend des processus thermiques à grande échelle dans laquelle cette unité est impliquée.

a. Processus de l'épaississement crustal dans les Alpes occidentales

Dans les Alpes occidentales, la collision se traduit essentiellement par un épaississement crustal. Celui-ci est le résultat d'une superposition de nappes comme le démontre (i) la structure géologique actuelle des Alpes telle qu'elle a été classiquement reconnue dès le début du siècle (Lugeon et Argand, 1905, Argand, 1911) et (ii) les données géophysiques récentes (Perrier et Vialon, 1980; Ménard et Thouvenot, 1984).

Seuls les modèles thermiques où l'épaississement est obtenu par empilement d'unités crustales nous intéressent donc ici. L'épaisseur des unités empilées dépend fondamentalement de trois facteurs :

1. Les niveaux de décollement

Gillet et al. (1985, 1986) ont montré que ceux-ci étaient d'autant plus élevés que l'unité considérée est plus externe dans la chaîne.

2. L'épaisseur de la croûte avant la collision

Les unités empilées peuvent provenir, soit du domaine à croûte océanique, soit de l'une des deux paléomarges (européenne ou africaine = apulienne). Celles-ci étant de type passif (Lemoine, 1984, 1985), l'épaisseur de la croûte continentale des deux paléomarges diminuait vers l'océan.

3. Les déformations postérieures aux stades initiaux de la collision (c'est à dire à l'empilement initial des nappes).

b. Processus de la collision et histoire P-T d'une unité

Les modèles thermiques supposent généralement un doublement de l'épaisseur de la croûte grâce à la superposition de deux croûtes (fig. 3-9A). Dans ces modèles, l'épaississement est instantané et la vitesse d'érosion contrôle la vitesse de remontée de l'unité chevauchée.

Il est clair que ces modèles à "deux couches" ne s'appliquent pas dans les Alpes occidentales : ils sont en contradiction avec l'histoire P-T d'unités telles que les micaschistes éclogitiques (cf. supra).

Le problème a été posé pour la première fois clairement par Rubie (1984), puis discuté de façon extensive par Davy et Gillet (1986).

Ces derniers ont montré deux choses essentielles :

- d'une part, lorsque l'épaississement de la croûte a lieu en superposant non plus deux unités mais 3 unités (pour atteindre la même épaisseur totale), l'évolution P-T de l'unité intermédiaire est caractérisée par une décroissance de la T lors de la décompression. Cet effet est d'autant plus accentué que le nombre d'unités superposées (pour une même épaisseur totale) est plus élevé (effet d'écran) (fig. 3-9B).

- d'autre part, si l'empilement des nappes n'est pas instantané, mais intervient après un certain délai durant lequel la rééquilibration thermique de la croûte épaissie a commencé, l'évolution thermique de l'unité 2 enregistre le deuxième chevauchement (fig. 3-9C).

Ainsi, l'évolution thermique d'une unité donnée est-elle un enregistrement de l'histoire de la collision. Elle permet donc en retour de contraindre l'histoire de la collision. Une telle approche globale a été présentée ailleurs pour les Alpes occidentales (Gillet et al., 1985, 1986).

L'intérêt majeur des modèles thermiques - ce qui les rend indispensables - est qu'ils permettent de prédire un effet et peuvent être testés au regard de l'histoire P-T des chaînes. Il n'y a à cela que deux limites :

- d'une part, quelle part de l'histoire P-T préservent les roches ? Autrement dit, quelle portion de l'histoire P-T totale le pétrologiste peut-il espérer reconstituer ? Ce problème ayant été discuté par Thompson et England (1984) et évoqué à plusieurs reprises, il ne sera pas repris ici.
- d'autre part, quelles modifications introduisent les étapes finales de la collision, lorsque l'histoire est particulièrement longue et complexe comme celle des Alpes occidentales ? Cette question fait l'objet d'une brève discussion ci-dessous.

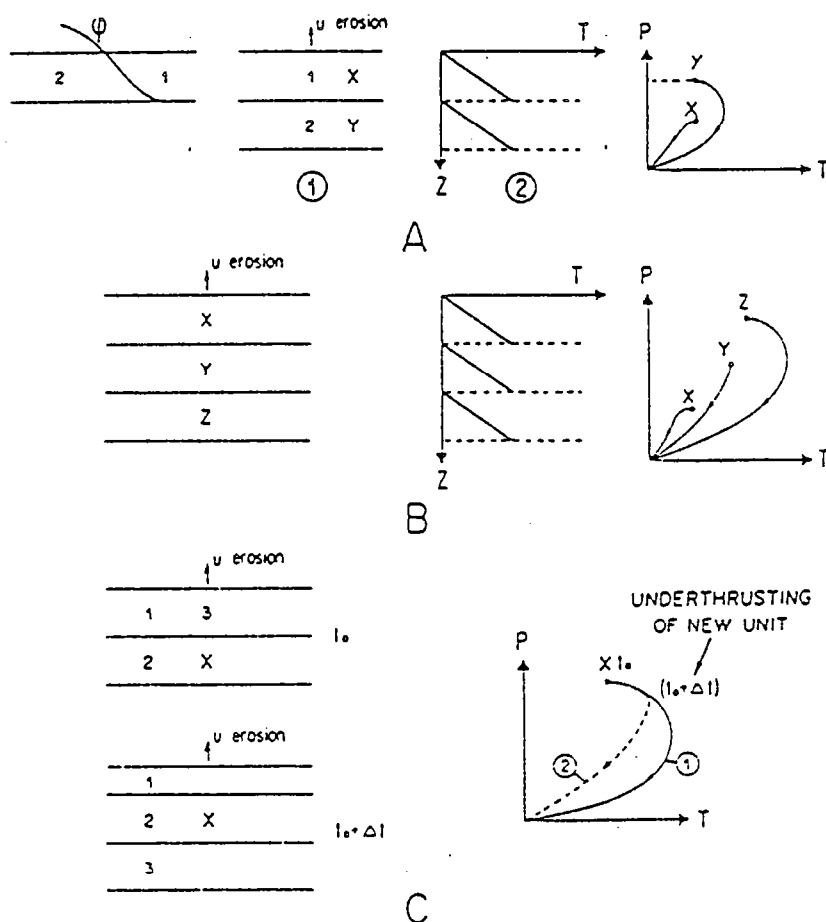


Fig.3-9 - Modèles thermiques et processus tectoniques (d'après Gillet et al., 1986). Explications dans le texte.

2 - LA COLLISION ALPINE : UN PROCESSUS EN DEUX ETAPES MAJEURES

La structure actuelle des zones internes des Alpes nord-occidentales est fondamentalement caractérisée par la superposition tardive, post-éclogitique, de deux édifices de nappes (Dal Piaz et al., 1972; Kienast, 1973; Caby et al., 1978; Ballèvre et al., 1986) :

- . l'édifice inférieur comprend un ensemble d'unités éclogitiques (de bas en haut : nappe du Grand Paradis - Mont Rose, zone de Zermatt, nappe de l'Emilius).
- . l'édifice supérieur comprend un ensemble d'unités n'ayant pas subi d'histoire éclogitique, même si certaines préservent des témoins d'une histoire précoce de HP-BT (de bas en haut : zone du Combin et nappe de la Dent Blanche s.s.).

Nous devons donc considérer deux histoires successives :

- La première, durant laquelle est construit l'édifice inférieur, en conditions éclogitiques, a probablement eu lieu au Crétacé (épisode éoalpin).
- La deuxième met en place les structures actuelles en modifiant considérablement la géométrie de l'édifice initial (cf. infra) : elle a lieu en tout cas après la fin de la sédimentation dans le domaine briançonnais (Eocène moyen) mais pourrait débuter antérieurement. Le métamorphisme associé appartient au maximum au faciès schiste bleu de bas grade (à glaucophane - lawsonite).

a. Histoire éoalpine

L'édifice initial de nappes est observable tant au N (cf. Mont Rose - Zermatt - Etröhl-Levaz) qu'au S (cf. Grand Paradis - Zermatt - Emilius) du val d'Aoste. En admettant l'équivalence Emilius - micaschistes éclogitiques (Ballèvre et al., 1986), ce qui justifie la comparaison faite ici de l'histoire P-T du Grand Paradis et des micaschistes éclogitiques, les différences d'histoire P-T entre ces deux unités sont en accord avec les modèles thermiques (Gillet et al. 1985, 1986).

En termes simples, le refroidissement des micaschistes éclogitiques est dû à l'effet d'écran qu'imposent les unités (unités océaniques de type Zermatt et partie interne de la paléomarge européenne) sur lesquelles ils sont charriés. L'unité du Grand Paradis - Mont Rose subit une décompression isotherme, en accord avec sa position à la base de l'édifice de nappes. Le réchauffement durant la décompression, s'il a eu lieu, a été modéré (- 50°C) car l'unité du Grand Paradis est elle-même charriée sur des unités plus externes qui apparaissent dans la fenêtre du Money. La durée entre deux charriages successifs pourrait progressivement augmenter, de façon à permettre la rééquilibration dans les unités inférieures (Grand Paradis - Mont Rose).

A grande échelle, un modèle interprétatif de l'histoire de la collision alpine a été construit sur ces bases (Gillet et al., 1985, 1986) (fig. 3-10). Par rapport aux modèles antérieurs, en particulier ceux de Mattauer et Tapponier (1978) et Malavielle et al. (1984) dont la philosophie est semblable, les particularités suivantes doivent être notées :

- un changement progressif de la cinématique de la collision a lieu (de N-S à 140 Ma à E-W à 80 Ma).
- à la subduction océan/océan succède immédiatement l'empilement des unités austro-alpines, qui est nécessaire pour expliquer le métamorphisme dans les micaschistes éclogitiques, puis la collision des deux paléomarges.
- le développement progressif des charriages vers l'extérieur de la chaîne alpine s'accompagne d'une migration, dans le même sens, du lieu où est réalisé l'épaississement maximal de la croûte : celui-ci n'est donc pas atteint durant les dernières étapes de la collision (à environ 40 Ma).

Est-il possible de préciser la chronologie de la mise en place des nappes sur la transversale du val d'Aoste ? A ce titre, deux hypothèses peuvent être adoptées :

- l'empilement de nappes (Grand Paradis - Mont Rose/unités océaniques de type Zermatt/Emilius - micaschistes éclogitiques) a été réalisé précocement (entre 130 et 100 Ma) et n'a subi de modification importante que tardivement (40 Ma) : la collision alpine, si cette hypothèse est exacte, comporterait alors deux étapes distinctes.
- l'empilement de nappes a été réalisé progressivement (entre 120-130 Ma et 60-70 Ma) (épisode éoalpin) puis a été modifié à 40 Ma (épisode alpin s.s.) : dans cette hypothèse, la collision alpine est un processus progressif ayant eu lieu en deux étapes majeures.

La première hypothèse a été adoptée par Carpena (1984, 1985) :

- dans le massif du Grand Paradis, le refroidissement au-dessous de 200-250°C après le métamorphisme éclogitique a eu lieu dès le Crétacé supérieur (environ 80 Ma) : la déformation ductile dans le massif du GP est associée au charriage des unités océaniques, en conditions de HP, antérieurement à 90-70 Ma.
- le chevauchement de la "nappe du Mont Emilius - Dent Blanche", il y a 40 Ma, perturbe le système, s'accompagnant d'un gradient inverse des âges TF, qui explique les âges "intermédiaires" observés : il n'y a pas de déformation ductile associée, à l'exception de zones ultramylonitiques, quelle qu'en soit le sens de cisaillement (vers l'E ou vers l'W).

La deuxième hypothèse est argumentée par Monié (1984, 1985) :

- dans le massif du Mont Rose, le métamorphisme éclogitique a eu lieu aux environs de 110 Ma.
- le charriage des unités océaniques de la zone de Zermatt sur le massif du Mont Rose (vers l'W-NW) a lieu en conditions rétro-morphiques (environ 500°C, 7-8 kbar) autour de 60-65 Ma.
- les âges à 37-40 Ma "sont rapportés au climax du métamorphisme fini-éocène dont les conditions P-T sont estimées à 5 kbar et 450°C (Frey et al., 1976)" : "dans le massif du Mont Rose, l'essentiel des structures tectoniques s'est développé à ce moment là".

Cette discussion illustre la difficulté des corrélations entre déformation, métamorphisme et chronologie, qui sont pourtant autant de fenêtres ouvertes sur la même histoire.

Pour ma part, je proposerai à titre de conclusion le schéma historique suivant :

- dans les ME, le métamorphisme éclogitique (550-600°C, 16-18 kbar), ayant eu lieu aux environs de 120-130 Ma, est synchrone de la déformation majeure, que caractérise une direction d'étirement N-S. La rétro-morphose en faciès schiste vert, ou à la limite entre les faciès schiste vert et schiste bleu (apparition rétrograde de lawsonite), a eu lieu aux environs de 60-70 Ma : elle n'est associée qu'à des déformations localisées, la direction d'étirement étant E-W.
- dans le Grand Paradis - Mont Rose, le métamorphisme éclogitique (500°C, 12-16 kbar) eut lieu aux environs de 110 Ma. La déformation majeure a lieu dans les conditions du faciès amphibolite à albite-épidote (500°C, 6-8 kbar) aux environs de 60-70 Ma : elle est caractérisée par une direction d'étirement "transverse" (N 90-100 dans le Grand Paradis, N 130-140 dans le Mont Rose). La déformation a lieu en régime non-coaxial, le sens de cisaillement étant d'E en W.
- à 40 Ma (épisode alpin s.s.), la déformation ductile interne de ces deux unités est limitée à d'étroites zones ultramylonitiques, en faciès schiste vert (?400°C, 4 kbar). Des perturbations thermiques (gradient inverse des âges TF sur zircon) sont associées au chevauchement de l'ensemble zone du Combin + nappe de la Dent Blanche s.s.

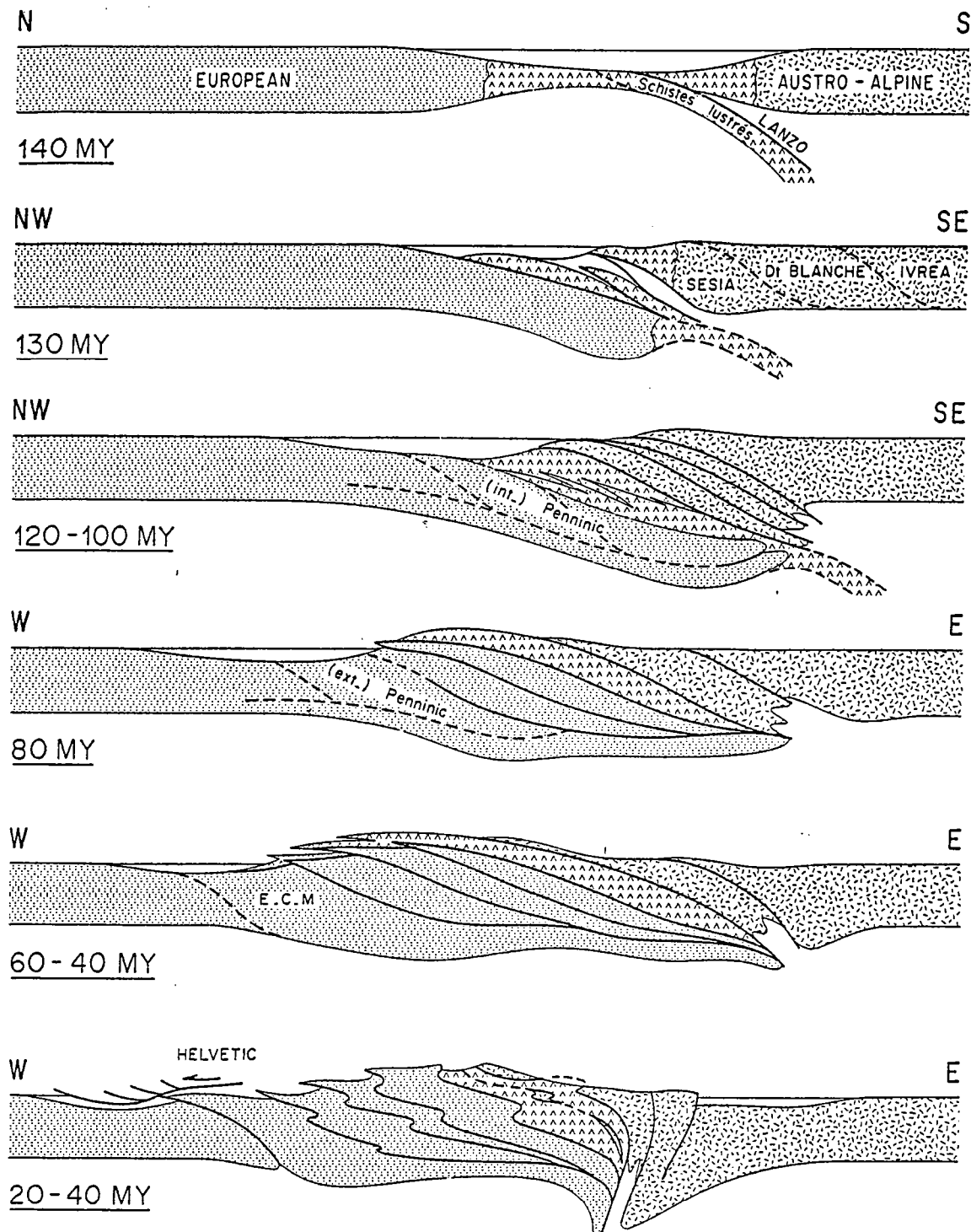


Fig.3-10 - Modèle interprétatif de l'histoire de la collision alpine (d'après Gillet et al., 1986).

b. Histoire alpine s.s.

L'histoire alpine a, sur la transversale du val d'Aoste, trois conséquences majeures :

- le chevauchement de l'édifice supérieur (zone du Combin + nappe de la Dent Blanche s.s.) sur l'édifice inférieur.
- les rétrocharriages à la limite entre les domaines briançonnais et piémontais.
- une succession progressive de charriages de l'intérieur vers l'extérieur de l'arc alpin, se propageant du domaine briançonnais vers le Jura, qui débute au Priabonien/Oligocène inférieur et se poursuit jusqu'au Miocène-Pliocène.

Ces trois types de structures ne sont pas situés chronologiquement et spatialement de façon quelconque :

1. Les rétrocharriages caractérisent la bordure interne de la zone briançonnaise sur la totalité de l'arc alpin, à l'exception du val d'Aoste-Valais, où ils sont probablement antérieurs au chevauchement de l'édifice supérieur sur l'édifice inférieur, ainsi que l'admettent implicitement Caby et al. (1978) et Ballèvre et al. (1986). Cette chronologie est en accord avec la structure du contact basal de l'édifice supérieur dans la région de Zermatt (Ayrton et Ramsay, 1974) et du haut val d'Aoste (Caby, 1981).

La géométrie des rétrocharriages est caractérisée par une zone d' "enracinement" subverticale puis une horizontalisation du plan de rétrochevauchement (cf. Ballèvre et al., 1986). Ces structures ne sont accompagnées d'une déformation ductile en faciès schiste vert que le long des plans de chevauchement eux-mêmes : ils ne contribuent donc pas à la déformation interne des unités qu'ils affectent. De même, ils n'entraînent pas de surépaississement majeur dans la portion de croûte considérée.

Ce qui est remarquable est la constance de leur position à la limite entre (i) un domaine occidental, briançonnais, n'ayant pas été affecté par les épisodes éoalpins éclogitiques et où la sédimentation se poursuit jusqu'à l'Eocène et (ii) un domaine oriental, empiement de nappes ayant subi l'histoire éclogitique éoalpine. La localisation des rétrocharriages à la bordure interne du domaine briançonnais reflète donc l'existence d'une zone de faiblesse, d'échelle crustale, résultat à la fois des premières étapes de la collision (les épisodes éoalpins) et aussi de l'histoire distensive de la paléomarge européenne, la limite entre domaines piémontais et briançonnais correspondant à une zone de paléo-failles normales de 1er ordre (Lemoine 1984, 1985).

2. Le chevauchement de l'édifice supérieur est difficile à dater avec certitude.
 - Il est en tout cas postérieur à la déformation ductile de la zone du Combin (Le Goff et al., 1986), elle-même probablement postérieure au Cénomaniens-Turonien paléontologiquement caractérisé (Marthaler, 1981, 1984).
 - Il est au plus tôt Eocène moyen/supérieur, la zone du Combin chevauchant les unités du Grand Saint Bernard, dont la couverture mésozoïque (série du Barrhorn) comprend le Crétacé supérieur (Ellenberger, 1953) et l'Eocène inférieur/moyen (Mario Sartori, travaux en cours).
3. La progression des charriages de l'intérieur vers l'extérieur des Alpes est chose classique, sur laquelle il n'est pas nécessaire de revenir.

Quel a été l'effet de l'histoire alpine s.s. dans les zones internes des Alpes occidentales sur la transversale du val d'Aoste ?

Il est raisonnable de penser que, même si l'édifice initial de nappes a été profondément modifié, les conséquences sur l'histoire thermique de ces unités ont été faibles :

- les unités éclogitiques étaient déjà en grande partie refroidies avant l'épisode alpin s.s.

- le surépaississement associé à l'épisode alpin s.s. étant probablement faible n'entraîne pas de perturbations thermiques importantes dans les unités internes.

La seule exception est enregistrée par le gradient inverse des âges TF sur zircon dans le massif du Grand Paradis (Carpena, 1984, 1985) : plus qu'à la mise en place de la "nappe austroalpine de l'Emilius - Dent Blanche", il est probablement dû au chevauchement de l'ensemble zone du Combin + nappe de la Dent Blanche s.s. sur l'édifice inférieur (Grand Paradis - Mont Rose + zone de Zermatt + Emilius).

IV - CONCLUSION

Sur la transversale du val d'Aoste (Alpes nord-occidentales), la collision alpine a lieu en deux étapes majeures :

1) la première étape (éolpîne) débute vers 100-130 Ma et se poursuit probablement jusque vers 60-70 Ma : la collision éolpîne superpose les portions des deux paléomarges qui étaient immédiatement adjacentes au bassin océanique. Au cours de cette étape a lieu un changement majeur de la cinématique de la collision (de N-S à E-W).

L'histoire métamorphique peut être analysée de la façon suivante :

- . Les associations progrades, qui appartiennent au faciès schiste bleu, mettent en évidence une augmentation de la T et probablement de la P, qui traduisent le début de l'épaississement crustal avant toute rééquilibration thermique.

- . Que les conditions P-T du métamorphisme éclogitique soient plus intenses dans la nappe de l'Emilius - micaschistes éclogitiques que dans la nappe du Grand Paradis - Mont Rose montre que l'empilement n'est pas instantané, les unités de plus haut grade chevauchant les unités de plus bas grade.

- . L'histoire rétomorphique est contrôlée par la position des unités dans la pile de nappes, les unités supérieures (micaschistes éclogitiques) se refroidissant au cours de la décompression, les unités inférieures (Grand Paradis - Mont Rose) étant soumises à une décompression isotherme (ou à un faible réchauffement).

2) La deuxième étape (alpine s.s.) a lieu à 40 Ma (puis se poursuit en se propageant vers l'extérieur de la chaîne) : elle modifie considérablement l'empilement de nappes sans entraîner cependant de perturbations thermiques majeures.



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AMSTUTZ A. 1962. Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques espaces au S d'Aoste. Archives des Sciences (Genève), 15 : 1-104.
- APTED M.J., LIOU J.G. 1983. Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite and amphibolite in a basaltic system. *Ame. J. Sci.*, 283 A : 328-354.
- ARGAND E. 1911. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Matériaux Carte géol. Suisse, 31 : 1-25.
- ARGAND E. 1934. La zone pennique in Guide géologique de la Suisse, fasc. 3 (Introductions générales) : 149-189.
- AYRTON S., RAMSAY J.G. 1974. Tectonic and metamorphic events in the Alps. *Schwei. Mineral. Petrof. Mitteil.*, 54 : 609-639.
- ASHWORTH J.R., EVIRGEN M.M. 1985. Plagioclase relations in pelites, central Menderes massif, Turkey. I - The peristerite gap with coexisting kyanite. *J. of metamorphic geol.*, 3 : 207-218.
- BALDELLI C., DAL PIAZ G.V., LOMBARDO B. 1985. Ophiolite eclogites from Verres, val d'Aosta, Western Alps, Italy. *Chem. Geol.*, 50 : 87-98.
- BALLEVRE M. 1984. Cinématique éoalpine et alpine des unités majeures sur la transversale du Grand Paradis (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, II 299 : 981-984.
- BALLEVRE M., KIENAST J.R., VUICHARD J.P. 1986. La "nappe de la Dent Blanche" (Alpes occidentales) : deux unités austroalpines indépendantes. *Eclogae Geol. Helv.*, 79 : 57-74.
- BANNO S. 1970. Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 3 : 405-424.
- BEARTH P. 1952. Geologie und Petrographie des Monte Rosa. *Beit. Geol. Karte Schweiz*, NF 96, 94 p.
- BEARTH P. 1964. Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft nach Zermatt vom 2. bis 3. September 1963. *Schwei. Mineral. Petrog. Mitteil.*, 44 : 15-26.
- BENCIOLINI L., TARTAROTTI P., DAL PIAZ G.V., DE VECCHI P., POLINO R. 1984. La geotraversa Gran Paradiso - zona Sesia in alta val Soana in "Le Alpi occidentali", 72e congrès de la Société géologique italienne, Torino (12-14 septembre 1984) : 30-31.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. 1979a. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *J. of structural geol.*, 1 : 31-42.

- BERTHE D., CHOUKROUNE P., GAPAIS D. 1979b. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement S-armoricain. *Bul. Min.*, 102 : 265-272.
- BERTRAND J.M. 1965. Données nouvelles sur la géologie de la partie française du massif du Grand Paradis (Haute Maurienne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, D 260 : 6405-6408.
- BERTRAND J.M. 1968. Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis (Alpes Graies). *Géol. alpine*, 44 : 55-87.
- BERTRAND J.M., SALIOT P. 1966. Données nouvelles sur l'âge et la nature des gneiss du Grand Paradis (Alpes graies). *C. R. Acad. Sci. Paris*, D 262 : 1669-1672.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J., LE PICHON X. 1977. From the Tethys ocean to the Mediterranean sea : a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system in International symposium on the structural history of the Mediterranean basins. (Biju-Duval B. et Montadert L. ed.) Technip, Paris : 143-164.
- BOCQUET J. 1974. Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Grenoble, 489 p.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C., KRUMMENACHER D. 1974. K/Ar and Rb/Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47 : 7-26.
- BOLAND J.N., ROERMUND H.L.M. van 1983. Mechanisms of exsolution in omphacites from high-temperature, type B, eclogites. *Phys. Chem. Min.*, 9 : 30-37.
- BOYER S.E., ELLIOTT D. 1982. Thrust systems. *Ame. Asso. Petrol. Geol. Bul.*, 66 : 1196-1230.
- BRAVARD C., KERCKHOVE C., BARBIER R. 1981. Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc (Savoie, Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, II 292 : 531-534.
- BROWN E.H. 1977. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure in metamorphism. *J. Petrol.*, 16 : 258-271.
- BRUN J.P., CHOUKROUNE P. 1981. Déformation progressive et structures crustales. *Rev. géol. dyn. geog. phy.*, 23 : 177-193.
- CABY R. 1968. Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand Saint Bernard dans la partie S du val d'Aoste (Italie). *Géol. alpine*, 44 : 95-111.
- CABY R. 1973. Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bul. Soc. Géol. France*, (7) 15 : 624-634.

CABY R. 1974. Gneiss permocarbonifères d'origine granitique et volcanique dans la Zone houillère et la Zone du Grand Saint Bernard en val d'Aoste (Italie). *Géol. alpine*, 50 : 39-44.

CABY R. 1981. Le Mésozoïque de la zone du Combin en val d'Aoste (Alpes graies) : imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. *Geol. alpine*, 57 : 5-13.

CABY R., COMES J. 1975. Déformations alpines polyphasées dans la zone Sesia en val d'Aoste. *C. R. Acad. Sci. Paris, D* 280 : 415-418.

CABY R., KIENAST J.R., SALIOT P. 1978. Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. géol. dyn. géog. phys.*, 20 : 307-322.

CALLEGARI E., COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V. 1969. Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso. *Bol. Soc. Geol. Ital.*, 88 : 59-69.

CARMAN J.H., GILBERT M.C. 1983. Experimental studies on glaucophane stability. *Ame. J. Sci.*, 283 A : 414-437.

CARON J.M. 1984. The diversity of geodynamic regimes leading to high pressure - low temperature metamorphism (Western Alps and Corsica). *Terra Cognita*, 4 : 39-43.

CARON J.M., PEQUIGNOT G. 1986. The transition between blueschists and lawsonite-bearing eclogites based on observations from Corsican metabasalts. *Lithos*, 19 : 205-218.

CARON J.M., SALIOT P. 1969. Nouveaux gisements de lawsonite et de jadéite dans les Alpes franco-italiennes. *C. R. Acad. Sci. Paris, D* 268 : 3153-3156.

CARPENA J. 1984. Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes : relations tectonique-métamorphisme. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Paris XI, 235 p.

CARPENA J. 1985. Tectonic interpretation of an inverse gradient of zircon fission-track ages with respect to altitude : alpine thermal history of the Gran Paradiso basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90 : 74-82.

CARPENA J., CABY R. 1983. Mise en évidence par la méthode des traces de fission de l'âge éocène de zones ultramylonitiques dans le socle du Grand Paradis (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris, II* 297 : 289-292.

CARPENA J., MAILHE D. 1984. Plis en fourreaux hectométriques au coeur de l'orthogneiss du Grand Paradis (Alpes occidentales italiennes). *C. R. Acad. Sci. Paris, II* 298 : 415-418.

CARPENTER M.A. 1980. Mechanisms of exsolution in sodic pyroxenes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71 : 289-300.

CARPENTER M.A. 1983. Microstructures in sodic pyroxenes : implications and applications. *Per. Mineral.*, 52 : 271-301.

- CHINNER G.A., DIXON J.E. 1973. Some high-pressure parageneses of the Allalin gabbro, Valais, Switzerland. *J. Petrol.* 14 : 185-202.
- CHEN C.H. 1975. A methode of estimation of standard free energies of formation of silicate minerals at 298.15°K. *Ame. J. Sci.*, 275 : 801-817.
- CHOPIN C. 1977. Une paragenèse à margarite en domaine métamorphique de haute pression - basse température (massif du Grand Paradis, Alpes françaises). *C. R. Acad. Sci. Paris, D* 285 : 1383-1386.
- CHOPIN C. 1979. De la Vanoise au massif du Grand Paradis : une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. Thèse doctorat 3e cycle, Univ. Paris VI, 145p.
- CHOPIN C. 1981a. Talc-phengite : a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps. *J. Petrol.*, 22 : 628-650.
- CHOPIN C. 1981b. Mise en évidence d'une discontinuité du métamorphisme alpin entre le massif du Grand Paradis et sa couverture allochtone (Alpes occidentales françaises). *Bul. Soc. géol. France*, (7) 23 : 297-301.
- CHOPIN C. 1984a. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps : a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86 : 107-118.
- CHOPIN C. 1984b. Pelitic blueschists : a new aspect of metamorphic petrology. *Terra cognita*, 4 : 35-37.
- CHOPIN C. 1985. Les relations de phase dans les métapélites de haute pression. Approche expérimentale et naturaliste. Conséquences géodynamiques pour les Alpes occidentales. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Paris VI, 180 p.
- CHOPIN C., MALUSKI H. 1978. Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et de son enveloppe. *Bul. Soc. géol. France*, (7) 20 : 745-749.
- CHOPIN C., MALUSKI H. 1980. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of high-pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps) : evidence against the blocking-temperature concept. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74 : 109-122.
- CHOPIN C., MALUSKI H. 1982. Unconvincing evidence against the blocking temperature concept ? A reply. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80 : 391-394.
- CHOPIN C., MONIE P. 1984. A unique magnesiochloritoid-bearing, high-pressure assemblage from the Monte Rosa, Western Alps : petrologic and ^{40}Ar - ^{39}Ar radiometric study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87 : 388-398.
- CHOUKROUNE P. 1971. Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées" ("pressure shadows"). *Bul. Soc. géol. France*, (7) 13 : 257-271.

CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., COBBOLD P., GAUTIER Y., MERLE O., VUICHARD J.P. 1986. Deformation and motion in the western alpine arc. *Tectonics*, 5 : 215-226.

CIMMINO F., MESSIGA B. 1983. Domini locali di cristallizzazione all'equilibrio in eclogiti Fe-gabbri del Gruppo di Voltri, Liguria occidentale. *Ofioliti*, 8 : 223-244.

CLIFF R.A. 1985. Isotopic dating in metamorphic belts. *J. Geol. Soc. London*, 142 : 97-110.

COBBOLD P.R. 1977a. Description and origin of banded deformation structures. I Regional strain, local perturbations and deformation bands. *Can. J. Earth Sci.*, 14 : 1721-1731.

COBBOLD P.R. 1977b. Description and origin of banded deformation structures. II Rheology and the growth of banded perturbations. *Can. J. Earth Sci.*, 14 : 2510-2523.

COBBOLD P.R., COSGROVE J.W., SUMMERS J.M. 1971. Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*, 12 : 23-53

COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY L.B., BRANNOCK W.W. 1965. Eclogites and eclogites : their differences and similarities. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76 : 483-508.

COMES J. 1975. *Tectonique alpine de la zone Sesia en val d'Aoste (Italie)*. Thèse doctorat 3e cycle, Montpellier, 100 p.

COMPAGNONI R. 1977. The Sesia-Lanzo : high pressure - low temperature metamorphism in the Austro-alpine continental margin. *Ren. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33 : 335-374.

COMPAGNONI R., PRATO R. 1969. Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregranitici del Massiccio del Gran Paradiso. *Bol. Soc. Geol. Ital.*, 88 : 547-549.

COMPAGNONI R., MAFFEO B. 1973. Jadeite-bearing metagranites l.s. and related rocks in the Mount Mucrone area (Sesia-Lanzo zone, Western Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitteil.*, 53 : 355-377.

COMPAGNONI R., ELTER G., LOMBARDO B. 1974. Eterogeneità stratigrafica del complesso degli "gneiss minuti" nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. *Mem. Soc. Geol. Italiana*, 13 (sup. 1) : 227-239.

COMPAGNONI R., LOMBARDO B. 1974. The alpine age of the Gran Paradiso eclogites. *Ren. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 30 : 223-237.

COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J., GOSSO G., LOMBARDO B., WILLIAMS P.F. 1977. The Sesia-Lanzo zone : a slice of continental crust, with alpine HP-LT assemblages in the Western Italian Alps. *Ren. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33 : 281-334.

DAL PIAZ G.B. 1928. *Geologia della catena Herbetet-Grivola-Gran Nomenon*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 7 : 82 p.

DAL PIAZ G.V., ERNST W.G. 1978. Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the piemonte ophiolite nappe, Breuil - St Jacques area, Italian western Alps. *Tectonophysics*, 51 : 99-126.

- DAL PIAZ G.V., GOSSO G., MARTINOTTI G. 1971. La II zona dioritico-kinzigitica tra la Valsesia e la Valle d'Ayas (Alpi occidentali). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 10 : 257-276.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G. 1972. La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11 : 433-462.
- DAL PIAZ G.V., LOMBARDO B. 1982. Early-alpine eclogitic overprinting in the penninic Monte Rosa - Gran Paradiso basement nappes, Italy. *Terra cognita*, 2 : 306.
- DAL PIAZ G.V., LOMBARDO B., GOSSO G. 1983. Metamorphic evolution of the Mt Emilius klippe, Dent Blanche nappe, Western Alps. *Ame. J. Sci.*, 283A : 438-458.
- DAVY P., GILLET P. 1986. The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, 5 : 913-929.
- DEBELMAS J., KERCKHOVE C. 1980. Les Alpes franco-italiennes. *Géol. alpine*, 56 : 21-58.
- DELALOYE M., DESMONS J. 1976. K/Ar radiometric age determinations of white micas from the Piemonte zone, French Italian Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57 : 297-303.
- DEMPSTER T.J. 1985. Garnet zoning and metamorphism of the Barrovian type area, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89 : 30-38.
- DESMONS J., GHENT E.D. 1977. Chemistry, zonation and distribution coefficients of elements in eclogitic minerals from the eastern Sesia unit, Italian Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitteil.*, 57 : 397-411.
- DESMONS J., O'NEIL J.R. 1978. Oxygen and hydrogen isotope compositions of eclogites and associated rocks from the Eastern Sesia zone (Western Alps, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67 : 79-85.
- DESMONS J., HUNZIKER J.C., DELALOYE M. 1982. Unconvincing evidence against the blocking temperature concept. Comments on "⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of high-pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (western Alps) : evidence against the blocking temperature concept" by C. Chopin and H. Maluski. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80 : 386-390.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C.III, RYAN W.B.F. et BONNIN J. 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Ame. Bul.*, 84 : 3137-3180.
- DODSON M.H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40 : 259-274.
- DOUKHAN J.C., TREPIED L. 1985. Plastic deformation of quartz single crystals. *Bul. Min.*, 108 : 97-123.
- DUMONT T., LEMOINE M., TRICART P. 1984. Pérennité de la sédimentation pélagique du Jurassique supérieur jusqu'à dans le Crétacé supérieur au dessus de la croûte océanique téthysienne ligure : la série supraophiolitique du lac des Cordes (zone périmontaise des Alpes occidentales au SE de Briançon). *C. R. Acad. Sci. Paris*, II 299 : 1069-1072.

EISBACHER G.H. 1970. Deformation mechanisms of mylonite rocks and fractured granulites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. *Geol. Soc. Ame. Bul.*, 81 : 2009-2020.

ELLENBERGER F. 1953. Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. *Eclogae Geol. Helv.*, 45 : 285-286.

ELLENBERGER F. 1958. Etude géologique du Pays de Vanoise (Savoie). *Mém. Service Carte Géol. France*, 561 p. et 42 pl. HT..

ELLIS D.J., GREEN D.H. 1979. An experimental study on the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene FeMg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71 : 13-22.

ELTER G. 1960. La zona pennidica dell'alta e media valle d'Aosta e le unità limitrofe. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 22.

ELTER G. 1971. Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. *Géol. alpine*, 47 : 147-169.

ELTER G. 1972. Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des schistes lustrés. *Mém. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 22.

ENGLAND P.C., THOMPSON A.B. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I : Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 25 : 894-928.

ERAMBERT M. 1985. Etude pétrologique de lentilles éclogitiques mafiques et ultramafiques et de leur enclassement à Essdalen, Vartdal, Sunmore (Norvège). Thèse doctorat 3e cycle, Uni. Paris VI et Museum national d'Histoire naturelle, 319 p.

ERNST W.G. 1961. Stability relations of glaucophane. *Ame. J. Sci.*, 259 : 735-765.

ERNST W.G. 1963. Polymorphism in alkali amphiboles. *Ame. Mineral.*, 48 : 241-260.

ERNST W.G. 1972. CO₂-poor composition of the fluid attending Franciscan and Sanbagawa low-grade metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36 : 497-504.

ERNST W.G., DAL PIAZ G.V. 1978. Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the piemonte ophiolite nappe, Breuil - St Jacques area, Italian Western Alps. *Ame. Mineral.*, 63 : 621-640.

ESCHER A., MASSON H. 1984. Le Cervin : un dessin géologique inédit d'Emile Argand (1929) et son interprétation actuelle. *Bul. Géol., Lausanne*, 284, 32 p.

ESKOLA P. 1920. The mineral facies of rocks. *Norsk Geol. Tidsskrift*, 6 : 143-194.

ESKOLA P. 1921. On the eclogites of Norway. *Skrifter utgitt av der Norske videnskapsakademi i Oslo. I - Matematisk-naturvidenskapelig Klasse*, 8.

ESKOLA P. 1939. Die metamorphen Gesteine in Die Entstehung der Gesteine (Barth T.F.W., Correns C.W., Eskola P.), Springer-Verlag, Berlin, 263-407.

ESSENE E.J., FYFE W.S. Omphacite in Californian metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 15 : 1-23.

ETHERIDGE M.A., WALL V.J., VERNON R.H. 1983. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. of metamorphic geol.*, 1 : 205-226.

FABRIES J. 1966. Sur la nature des hornblendes dans le métamorphisme de type glaucophane-jadéite. *C. R. Acad. Sci. Paris, D* 263 : 749-752.

FABRIES J. 1984. Utilisation des échanges FeMg en géothermométrie : application aux roches mafiques et ultramafiques in *Thermométrie et barométrie géologiques* (Lagache M. ed.), : 203-233.

FERRY J.M., BURT D.M. 1982. Characterization of metamorphic fluid composition through mineral equilibria in *Characterization of metamorphism through mineral equilibria* (Reviews in Mineralogy, Ferry J.M. ed., vol. 10) : 207-262.

FLINN D. 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102 : 36-45.

FORSTER R. 1947. Geologische-Petrographische Untersuchungen in Gebiete nördlich Locarno. *Schwei. Mineral. Petrog. Mitteil.*, 27 : 249-471.

FRANZ G., ALTHAUS E. 1977. The stability relations of the paragenesis paragonite-zoisite-quartz. *N. Jahr. Mineral. Abh.* 130 : 159-167.

FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JAGER E., NIGGLI E. 1974. Alpine metamorphism of the Alps : a review. *Schwei. Mineral. Petrog. Mitteil.*, 54 : 247-291.

FREY M., HUNZIKER J.C., O'NEIL J.R., SCHWANDER H.W. 1976. Equilibrium-disequilibrium relations in the Monte Rosa granite, western Alps : petrological, Rb-Sr and stable isotope data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55 : 147-179.

FREY M., BUCHER K., FRANK E., SCHWANDER H. 1982. Margarite in the central Alps. *Schwei. Mineral. Petrog. Mitteil.*, 62 : 21-45.

FRUEH-GREEN G., THOMPSON A.B. 1985. Stable isotope indications of fluid motion in the amphibolisation of eclogites in the Adula nappe. *Terra Cognita*, 5 : 336.

FYFE W.S., PRICE N.J., THOMPSON A.B. 1978. *Fluids in the earth's crust*. Elsevier, Amsterdam, 383 p.

GANGULY J. 1979. Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43 : 1021-1029.

GASPARIK T. 1985. Experimentally determined compositions of diopside-jadeite pyroxene in equilibrium with albite and quartz at 1200-1350°C and 15-34 kbar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49 : 865-870.

GAUTIER Y. 1984. Evolution structurale et métamorphique dans la région du Mont Emilius : déformation HP/BI et déformations alpines. D.E.A. (Univ. Rennes I), inédit, 46 p.

GENNARO V. 1925 Micascisti a piemontite nelle valli di Lanzo (Alpi piemontesi). *Rendi. Acca. Naz. Lincei*, 2 : 508-510.

GILLET P., DAVY P., BALLEVRE M., CHOUKROUNE P. 1985. Thermomechanical evolution of a collision zone : the example of the western Alps. *Terra Cognita*, 5 : 399-404.

GILLET P., CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., DAVY P. 1986. Thickening history of the western Alps. *Earth Planet. Sci. Let.*, 77 : 44-52

GODARD G. 1981. Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les éclogites de Vendée (Massif armoricain, France). Thèse doctorat 3e cycle, Nantes, 153 p.

GOFFE B. 1982. Définition du faciès à Fe-Mg carpholite - chloritoïde : un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Paris VI, 233 p.

GOFFE B., VELDE B. 1984. Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps) : a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages. *Earth Planet. Sci. Let.*, 68 : 351-360.

GOLDSMITH J.R. 1982. Review of the behavior of plagioclase under metamorphic conditions. *Ame. Mineral.*, 67 : 643-653.

GOSSO G. 1977. Metamorphic evolution and fold history in the "eclogitic micaschists" of the Gressoney valley (Sesia-Lanzo zone, western Alps). *Ren. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33 : 389-407.

GOSSO G., DAL PIAZ G.V., PIOVANO V., POLINO R. 1979. High-pressure emplacement of early-alpine nappes, post-nappe deformations and structural levels (internal NW Alps). *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 32.

GRAHAM C.M., POWELL R. 1984. A garnet-hornblende geothermometer : calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. of metamorphic geol.*, 2 : 13-31.

GRAPES R., OTSUKI M. 1983. Peristerite compositions in quartzofeldspathic schists, Franz Josef-Fox Glacier area, New-Zealand. *J. of metamorphic geol.*, 1 : 17-61.

GRATIER J.P. 1984. La déformation des roches par dissolution-cristallisation. Aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Grenoble, 315 p.

GREEN T.H., HELLMAN P.L. 1982. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15 : 253-266.

- GREENWOOD H.J. 1975a. Thermodynamically valid projections of extensive phase relationships. *Ame. Mineral.*, 60 : 1-8.
- GREENWOOD H.J. 1975b. Buffering of pore fluids by metamorphic reactions. *Ame. J. Sci.*, 275 : 573-593.
- HARTE B., GRAHAM C.M. 1975. The graphical analysis of greenschist to amphibolite facies mineral assemblages in metabasites. *J. Petrol.*, 16 : 347-370.
- HEINRICH W., ALTHAUS E. 1980. Die obere Stabilitätsgrenze von Lawsonit + Albit bzw. Jadeit. *Fortschr. Mineral. Beiheft*, 58 : 49-50.
- HEINRICH C.A. 1982. Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81 : 30-38.
- HEINRICH C.A. 1986. Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the Central Alpine Adula nappe. *J. Petrol.*, 27 : 123-154.
- HELGESON H.C., DELANY J.M., NESBITT H.W., BIRD D.K. 1978. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Ame. J. Sci.*, 278A.
- HERMANN F. 1938. *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali*. Milano.
- HOLLAND T.J.B. 1979a. High-water activities in the generation of high-pressure kyanite eclogites of the Tauern window, Austria. *J. Geol.*, 87 : 1-27.
- HOLLAND T.J.B. 1979b. Experimental determination of the reaction $\text{paragonite} = \text{jadeite} + \text{kyanite} + \text{H}_2\text{O}$, and internally consistent thermodynamic data for part of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, with applications to eclogites and blue-schists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68 : 293-301.
- HOLLAND T.J.B. 1979c. Reversed hydrothermal determination of jadeite-diopside activities. *EOS*, 60 : 405.
- HOLLAND T.J.B. 1980. The reaction $\text{albite} = \text{jadeite} + \text{quartz}$ determined experimentally in the range 600 - 1 200°C. *Ame. Mineral.*, 65 : 129-134.
- HOLLAND T.J.B. 1983. The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82 : 214-220.
- HOLLAND T.J.B., RICHARDSON S.W. 1979. Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70 : 143-148.
- HOMEWOOD P., GOSSO G., ESCHER A., MILNES A. 1980. Cretaceous and Tertiary evolution along the Besançon - Biella traverse (western Alps). *Eclogae Geol. Helv.* 73 : 635-649.
- HUNT J.A., KERRICK D.M. 1977. The stability of sphene : experimental redetermination and geologic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41 : 279-288.

HUNZIKER J.C. 1970. Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 63 : 157-161.

HUNZIKER J.C. 1974. Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 31, 55 p.

HUNZIKER J.C. 1986. The Alps : a case of multiple collision. in *Collision tectonics* (Coward M.P. et Ries A.C. ed.), *Geol. Soc. London Spe. Pub.* 19 : 221-227.

HY C. 1984a. Etude structurale et métamorphique d'un métagranitoïde de la zone Sesia-Lanzo. *Réun. ann. Sci. Terre*, 10 : 293.

HY C. 1984b. Métamorphisme polyphasé et évolution tectonique dans la croûte continentale éclogitisée : les séries granitiques et pélitiques du Monte Mucrone (zone Sesia-Lanzo, Alpes italiennes). Thèse doctorat 3e cycle, Univ. Paris VI, 198 p.

HY C., GOSSO G., KIENAST J.R. 1985. Structural and petrologic study in the Monte Mucrone area (Sesia zone, Western Alps, Italy). *Terra Cognita*, 5 : 336-337.

HYNES A. 1982. A comparison of amphiboles from medium- and low-pressure metabasites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81 : 119-125.

JACOBS G.K., KERRICK D.M. 1981. Devolatilization equilibria in H_2O-CO_2 and H_2O-CO_2-NaCl fluids : an experimental and thermodynamic evaluation at elevated pressures and temperatures. *Ame. Mineral.* 66 : 1135-1153.

JENKINS D.M. 1984. Upper-pressure stability of synthetic margarite plus quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88 : 332-339.

KERRICK D.M. 1974. Review of metamorphic mixed-volatile (H_2O-CO_2) equilibria. *Ame. Mineral.*, 59 : 729-762.

KIENAST J.R. 1973. Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble "schistes lustrés - ophiolites" du val d'Aoste : quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, D 276 : 2621-2624.

KIENAST J.R. 1976. Etude des paragenèses magmatiques reliques et métamorphiques d'un gabbro lié à la série ophiolitique inférieure du val d'Aoste (Alpes italiennes). *Réun. ann. Sci. Terre*, 4 : 241.

KIENAST J.R. 1982. Metamorphic transformations of an Al-Mg gabbro into a talc + kyanite + garnet + chloritoid + jadeite-bearing paragenesis, val d'Aosta, Italy. *Terra Cognita*, 2 : 307.

KIENAST J.R. 1983. Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus) : données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Paris VI, 474 p.

KIENAST J.R., HY C. 1984. Le couple glaucophane-chloritoïde et sa déstabilisation à HP-BT. *Réun. ann. Sci. Terre*, 10 : 320.

- KIENAST J.R., LATTARD D., LIEBEAUX C. 1973. L'association glaucophane-chloritoïde : conditions chimiques et physiques de formation (étude préliminaire). Réun. ann. Sci. Terre, 1973 : 241.
- KIENAST J.R., TRIBOULET C. 1972. Le chloritoïde dans les paragenèses à glaucophane, albite ou paragonite. Bul. Soc. Fran. Mineral. Cristal., 95 : 565-573.
- KOONS P.O., 1982a. An experimental investigation of the behaviour of amphibole in the system $\text{Na}_2\text{O-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at high pressures. Contrib. Mineral. Petrol., 79 : 258-267.
- KOONS P.O. 1982b. An investigation of experimental and natural high-pressure assemblages from the Sesia zone, Western Alps, Italy. Dissertation, ETH Zürich, 276 p.
- KOONS P.O. 1984. Implications to garnet-clinopyroxene geothermometry of non-ideal solid solution in jadeitic pyroxenes. Contrib. Mineral. Petrol., 88 : 340-347.
- KOONS P.O., RUBIE D.C. 1983. The effect of deformation on the metamorphic evolution of quartz-diorite in the eclogite facies. Terra Cognita, 3 : 186.
- KOONS P.O., RUBIE D.C., FRUEH-GREEN G. (in press) The effects of disequilibrium and deformation on the mineralogical evolution of quartz-diorite during metamorphism in the eclogite facies.
- KORZHINSKII D.S. 1959. Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. Consultants Bureau, New-York, 142 p.
- KROGH E.J. 1982. Granat-Klinopyroksen geotermometri. En Retolkning av eksisterende eksperimentelle data. Norsk Geol. Forening Med., 17 : 33.
- KROGH E.J., RAHEIM A. 1978. Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. Contrib. Mineral. Petrol., 66 : 75-80.
- KUSHIRO I. 1969. Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressures. Mineral. Soc. Ame. Spe. Pap. 2 : 179-191.
- LACASSIN R. 1983a. Cisaillement ductile et déformation hétérogène du granite de la nappe du Mont Rose dans la vallée de Saas (Suisse). C. R. Acad. Sci. Paris, II, 296 : 777-782.
- LACASSIN R. 1983b. Mise en évidence d'une zone de cisaillement ductile majeure dans la couverture de la nappe du Mont Rose. C. R. Acad. Sci. Paris, II, 297 : 613-618.
- LACASSIN R. 1984. Etude des mécanismes de déformation dans le versant N de la nappe du Mont Rose (Alpes suisses) et relation avec les grands chevauchements. Approche méthodologique de la déformation des roches gneissiques. Thèse doctorat 3e cycle, Univ. Montpellier, 243 p.
- LACASSIN R., MATTAUER M. 1985. Kilometre-scale sheath fold at Mattmark and implications for transport direction in the Alps. Nature, 315 : 739-742.

LAGABRIELLE Y. 1982. Ophiolites et croûte océanique - tectonique et environnement sédimentaire : apports des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitiques du Queyras (Alpes franco-italiennes). Thèse doctorat 3e cycle, Univ. Brest, 198 p.

LAGABRIELLE Y. et al. 1984. Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine téthysien : analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. *Ophioliti*, 9 : 67-88.

LAGARDE J.L. 1978. La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Applications à la nappe du Canigou - Roc de France (Pyrénées orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif armoricain). Thèse doctorat 3e cycle, Univ. Rennes, 164 p.

LAIRD J. 1980. Phase equilibria in mafic schist from Vermont. *J. Petrol.*, 21 : 1-37.

LAIRD J., ALBEE A.L. 1981a. High-pressure metamorphism in mafic schist from northern Vermont. *Ame. J. Sci.*, 281 : 97-126.

LAIRD J., ALBEE A.L. 1981b. Pressure, temperature and time indicators in mafic schist : their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Ame. J. Sci.*, 281 : 127-175.

LAPPIN M.A., SMITH D.C. 1978. Mantle-equilibrated orthopyroxene eclogite pods from Basal Gneisses in the Selje District, western Norway. *J. Petrol.*, 19 : 530-584.

LAPPIN M.A., SMITH D.C. 1981. Carbonate, silicate and fluid relationships in eclogites, Selje district and environs, SW Norway. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 72 : 171-193.

LARDEAUX J.M. 1981. Evolution tectono-métamorphique de la zone nord du massif de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) : un exemple d'éclogitisation de croûte continentale. Thèse doctorat 3e cycle, Univ. Paris VI, 253 p.

LARDEAUX J.M., GOSSO G., KIENAST J.R., LOMBARDO B. 1982. Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bul. Soc. géol. France*, (7) 24 : 793-800.

LARDEAUX J.M., LOMBARDO B., GOSSO G., KIENAST J.R. 1983. Découverte de paragenèses à ferro-omphacites dans les orthogneiss de la zone Sesia-Lanzo septentrionale (Alpes italiennes). *C. R. Acad. Sci. Paris, II* 296, 453-456.

LASAGA A.C. 1983. Geospeedometry : an extension of geochemistry in Kinetics and equilibrium in mineral reactions. *Advances in physical geochemistry*, vol. 3, Springer-Verlag, Saxena S.K. ed. : 81-114.

LASAGA A.C., RICHARDSON S.M., HOLLAND M.D. 1977. The mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism in *Energetics of geological processes* (Saxena S.K. et Bhattachanji S. ed.) : 353-388.

LATTARD D. 1974. Les roches du faciès schiste vert dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes). Thèse doctorat 3^e cycle, Univ. Paris VI, 76 p.

LATTARD D. 1975. Conditions de formation des roches appartenant au faciès des schistes verts dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes). C. R. Acad. Sci. Paris, D 280 : 2629-2632.

LEAKE B.E. 1965. The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism in Controls of metamorphism (Pitcher W.S., Flinn G.W. ed.), Geol. Journal Special Issue 1 : 299-318.

LEAKE B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. Ame. Mineral., 63 : 1023-1052.

LEFEVRE R., MICHARD A. 1976. Les nappes briançonnaises internes et ultra-briançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes). Une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadéite. Sci. Geol., 29 : 183-222.

LE GOFF E., BALLEVRE M., KIENAST J.R. 1986. Relation déformation-métamorphisme dans les schistes-lustrés des Alpes occidentales (Valtournanche). Réunion. ann. Sci. Terre, 11 : 109

LEMOINE M. 1971. Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise. Géol. alpine, 47 : 181-201.

LEMOINE M. 1984. La marge occidentale de la Tethys ligure et les Alpes occidentales. in Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France (Boillot G. coordin.), Masson ed., Paris, 155-248.

LEMOINE M. 1985. Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Tethys ligure. Bul. Soc. géol. France, (8) 1 : 126-137.

LEMOINE M., STEEN D., VUAGNAT M. 1970. Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées : observations dans le massif de Chabrière en Haute Ubaye (Basses Alpes, France). Compte-rendu des séances de la société de physique et d'histoire naturelle de Genève, nouvelle série, 5 : 44-59.

LEMOINE M., MARTHALER M., CARON M., SARTORI M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., DUMONT T., ESCHER A., MASSON H., POLINO R., TRICART P. 1984. Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. C. R. Acad. Sci. Paris, II 299 : 727-732.

LIEBEAUX C. 1975. Caractères généraux des roches du faciès éclogitique de la zone de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes). Thèse doctorat 3^e cycle, Univ. Paris VI, 95 p.

LIKHOYDOV G.G., SIDOROV Y.I., CUREVICH V.M., GORBUNOV V.Y., LENNYKH V.I., VELIZER P.N., KHOZEKOVSKIY I.L. 1982. The thermodynamic parameters of glaucophane $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ and some petrological consequences. Geochemistry International, 19 : 66-77.

LIU J.G., KUNYOSHI S., ITO K. 1974. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. Ame. J. Sci., 274 : 613-632.

- LIU J.G., MARUYAMA S., CHO M. 1985. Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineral. Mag.*, 49 : 321-333.
- LISTER G.S., SNOKE A.W. 1984. S-C mylonites. *J. of structural geol.*, 6 : 617-638.
- LOMBARDO B., POGNANTE U. 1982. Tectonic implications in the evolution of the western Alps ophiolite metagabbros. *Ofioliti*, 7 : 371-394.
- LOOMIS T.P. 1976. Irreversible reactions in high-grade metapelitic rocks. *J. Petrol.*, 17 : 559-588.
- LOOMIS T.P. 1977. Kinetics of a garnet granulite reaction. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62 : 1-22.
- LOOMIS T.P. 1983. Compositional zoning of crystals : a record of growth and reaction history in Kinetics and equilibrium in mineral reactions. *Advances in physical geochemistry*, vol. 3, Springer-Verlag, Saxena S.K. ed., 1-60.
- LOVERING J.F., WHITE A.J.R. 1969. Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 21 : 9-52.
- LUGEON M., ARGAND E. 1905. Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 140 : 1364-1367.
- MALAVIEILLE J., LACASSIN R., MATTAUER M. 1984. Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bul. Soc. géol. France*, (7) 26 : 895-906.
- MARESCH W.V. 1977. Experimental studies on glaucophane : an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43 : 109-125.
- MARESCH W.V., CZANK M. 1983. Problems of compositional and structural uncertainty in synthetic hydroxyl-amphiboles, with an annotated atlas of the Realbau. *Per. Mineral.* 52 : 463-542.
- MARQUER D., GAPAIS D., CAPDEVILA R. 1985. Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès schiste vert (massif de l'Aar, Alpes centrales). *Bul. Min.*, 108 : 209-221.
- MARTHALER M. 1981. Découverte de forminifères planctoniques dans les "schistes lustrés" de la pointe de Tourtemagne (Valais). *Bul. Soc. Vau. Sci. Nat.*, 75 : 171-178.
- MARTHALER M. 1984. Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). *Eclogae Geol. Helv.*, 77 : 395-448.
- MARTHALER M., FUDRAL S., DEVILLE E., RAMPNOUX J.P. 1986. Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora-Maira, région de Suse, Italie (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II 302 : 91-96.

MARUYAMA S., LIOU J.G., SUZUKI K. 1982. The peristerite gap in low-grade metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81 : 268-276.

MARUYAMA S. SUZUKI K., LIOU J.G. 1983. Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures. *J. Petrol.*, 24 : 583-604.

MASSONNE H.J. 1981. Phengite : eine experimentelle Untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhalten im System $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Dissertation, Ruhr Universität Bochum.

MATTAUER M. 1975. Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28 : 144-154.

MATTAUER M. 1981. Plis en fourreau d'échelle plurikilométrique dans la zone interne des Alpes suisses (couverture nord de la Nappe du Mont Rose). *C. R. Acad. Sci. Paris, II* 293 : 929-932.

MATTAUER M., MERCIER J. 1980. Microtectonique et grande tectonique. *Mém. Soc. géol. France*, HS 10 : 141-161.

MATTAUER M., PROUST F., ETCHECOPAR A. 1977. Linéation "a" et mécanisme de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des schistes lustrés en Corse. *Bul. Soc. géol. France*, (7) 19 : 841-847.

MATTAUER M., TAPPONNIER P. 1978. Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-italiennes. *C. R. Acad. Sci. Paris, D* 287 : 8.

MENARD G., THOUVENOT F. 1984. Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. *Bul. Soc. géol. France*, (7) 26 : 875-884.

MERCIER DE LEPINAY B., FEINBERG H. 1982. L'olitostrome sommital des grès delphino-helvétiques dans la partie nord-occidentale du massif de Platé-Haut Giffre (Haute Savoie, Alpes occidentales) : nature, âge et implications structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris, II* 294 : 1279-1284.

MESSIGA B. 1984. Relationships between the chemical domains inherited from the ocean-floor metamorphism and the eclogitic domains equilibration in Ligurian ophiolitic metagabbros. *Ophioliti*, 9 : 499-526.

MESSIGA B., PICCARDO G.B., ERNST W.G. 1983. High-pressure eo-alpine parageneses developed in magnesian metagabbros, Gruppo di Voltii, western Liguria, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83 : 1-15.

MEVEL C., CABY R., KIENAST J.R. 1978. Amphibolite facies conditions in the oceanic crust : example of amphibolitized flaser-gabbro and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39 : 98-108.

- MICHARD A. 1977. Charriages et métamorphisme HP dans les Alpes cottiennes méridionales : à propos des schistes à jadéite de la bande d'Acceglio. *Bul. Soc. géol. France*, (7) 19 : 883-892.
- MICHEL R. 1953. Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Sciences de la Terre*, 1 (3/4) : 1-290.
- MIYASHIRO A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. Allen and Unwin, London, 492 p.
- MONIE P. 1984. Etude par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar de la redistribution de l'argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogénèse alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argentera - Mercantour du Mont Rose et de la Grande Kabylie. Thèse doctorat 3e cycle, Univ. Montpellier, 206 p.
- MONIE P. 1985. La méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont Rose (Alpes occidentales). *Chronologie détaillée depuis 110 Ma. Eclogae Geol. Helv.*, 78 : 487-516.
- MONIE P. 1986. Excès d'argon et métamorphisme de HP : quelques exemples dans les Alpes occidentales. *Réun. ann. Sci. Terre*, 11 : 131.
- MOODY J.B., MEYER D., JENKINS J.E. 1983. Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. *Ame. J. Sci.*, 283 : 48-92.
- MORI T., GREEN D.H. 1978. Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites. *J. Geol.*, 86 : 83-97.
- MYSEN B.O., HEIER K.S. 1972. Petrogenesis of eclogites in high-grade metamorphic gneisses, exemplified by the Hareidland eclogite, Western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 36 : 73-94.
- MYSEN B., GRIFFIN W.L. 1973. Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite. *Ame. Mineral.*, 58 : 60-63.
- NEWTON R.C., KENNEDY G.C. 1963. Some equilibrium reactions in the join $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. *J. Geophys. Res.*, 68 : 2967-2983.
- OBERHAENSLI R., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G., STERN W.B. 1985. Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone : an example of eoalpine eclogitization of Permian granitoids in the Sesia-Lanzo zone, Western Alps, Italy. *Chem. geol.*, 52 : 165-184.
- OMENETTO P., BRIGO L. 1974. Metallogenese nel quadro dell'orogene ercinico delle Alpi. *Mem. Soc. Geol. Italiana*, 13 (sup.1) : 329-362.
- OXBURGH E.R., TURCOTTE D.L. 1974. Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitteil.*, 54 : 641-662.
- PASSCHIER C.W., URAI J.L., LOON J. van, WILLIAMS P.F. 1981. Structural geology of the central Sesia-Lanzo zone. *Geologie en Mijnbouw*, 60 : 497-507.

- PEQUIGNOT G. 1984. Métamorphisme et tectonique dans les schistes lustrés à l'E de Corte (Corse). II : Métamorphisme haute pression - basse température. Thèse doctorat 3e cycle, Univ. Lyon I, 107 p.
- PERCHUK L.L., ARANOVICH L.V. 1980. The thermodynamic regime of metamorphism in the ancient subduction zones. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75 : 407-414.
- PERRIER G., VIALON P. 1980. Les connaissances géophysiques sur le SE de la France. Implications géodynamiques. *Géol. alpine*, 56 : 13-20.
- PHILIPPOT P., CABY R. 1986. Des éclogites à la rétro-morphose : aspects cinématiques. Exemple du Mont Viso (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 303 : 957-962.
- PLATT J.P., VISSERS R.L.M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. of structural geol.*, 2 : 397-410.
- PLYUSNINA L.P. 1982. Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80 : 140-146.
- POGNANTE U. 1982. Coronitic reactions and ductile shear zones in eclogitic ophiolite metagabbros, Western Italian Alps. *Terra Cognita*, 2 : 320.
- POGNANTE U. 1983. Les intercalations gneissiques dans une unité des "schistes lustrés" de la vallée de Suse (Alpes occidentales) : témoins d'une marge continentale subductée ? *C. R. Acad. Sci. Paris*, II 296 : 379-382.
- POGNANTE U. 1985. Coronitic reactions and ductile shear zones in eclogitised ophiolite metagabbro, Western Alps, North Italy. *Chem. Geol.*, 50 : 99-109.
- POGNANTE U., COMPAGNONI R., GOSSO G. 1980. Micro-mesostructural relationships in the continental eclogitic rocks of the Sesia-Lanzo zone (Italian Western Alps) : a record of a subduction cycle. *Ren. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 36 : 169-186.
- POTDEVIN J.L. 1984. Métamorphisme et tectonique dans les schistes lustrés à l'E de Corte (Corse). III : Déformation par dissolution-cristallisation. Thèse doctorat 3e cycle, Univ. Lyon I, 83 p.
- POWELL R. 1978. Equilibrium thermodynamics in petrology : an introduction. Harper and Row, London, 284 p.
- POWELL R. 1983. Processes in granulite-facies metamorphism in Migmatites, melting and metamorphism (Atherton M.P. et Gribble C.D. ed.) : 127-139.
- POWELL R. 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration : the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. of metamorphic geol.*, 3 : 231-243.
- PRATO R. 1971. Il settore centro-occidentale del Massiccio del Gran Paradiso. I. Relazione preliminare sul rilevamento e sugli studi geologico petrografici del Massiccio del Gran Paradiso. *Atti. Acad. Sci. Torino*, 105 : 453-467.

- QUINQUIS H. 1980. Schistes bleus et déformation progressive : l'exemple de l'île de Groix (Massif armoricain). Thèse doctorat 3e cycle, Univ. Rennes, 145 p.
- RAASE P. 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45 : 231-236.
- RAHEIM A., GREEN D.H. 1974. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting clinopyroxene and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48 : 179-203.
- RAMBERG H. 1952. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. The University of Chicago press, Chicago.
- RAMSAY J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, New-York.
- RAMSAY J.G. 1980. Shear zone geometry : a review. *J. of structural geol.*, 2 : 83-99.
- RAMSAY J.G., ALLISON I. 1979. Structural analysis of shear zones in an alpinised hercynian granite. *Schweiz. Miner. Petrog. Mitteil.*, 59 : 251-279.
- RAMSAY J.G., GRAHAM R. 1970. Strain variations in shear belts. *Can. J. Earth Sci.*, 7 : 786-813.
- REINSCH D. 1977. High-pressure rocks from Val Chiusella (Sesia-Lanzo zone, Italian Alps). *N. Jahrb. Mineral. Abhand.*, 130 : 89-102.
- REINSCH D. 1979. Glaucophanites and eclogites from Val Chiusella, Sesia-Lanzo zone (Italian Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70 : 257-266.
- RIDLEY J. 1984. Evidence of a temperature-dependent "blueschist" to "eclogite" transformation in high-pressure metamorphism of metabasic rocks. *J. Petrol.*, 25 : 852-870.
- RIDLEY J., DIXON J.E. 1984. Reaction pathways during the progressive deformation of a blueschist metabasite : the role of chemical disequilibrium and restricted range equilibrium. *J. of metamorphic geol.*, 2 : 115-128.
- ROBERTSON S.W., CARLSON W.D. 1985. An isothermal model for intracrystalline diffusion of Mn during garnet resorption. *EOS*, 66 : 386.
- ROBINSON P., SPEAR F.S., SCHUMACHER S.T., LAIRD J., KLEIN C., EVANS B.N., DOOLAN B.L. 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles : natural occurrence and theory. In *Amphiboles : petrology and experimental phase relations*, Veblen D.R. et Ribbe P.H. ed. (Reviews in mineralogy, 98) : 1-227.
- RUBIE D.C. 1983. Reaction-enhanced ductility : the role of solid-solid univariant reactions in deformation of the crust and mantle. *Tectonophysics*, 96 : 331-352.
- RUBIE D.C. 1984. A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, Western Alps. *J. Geol.*, 92 : 21-36.

- RUTTER E.H. 1984. Experimental studies on the interrelationships between deformation and metamorphism. in Fluides et déformation (Nancy, 15-16 novembre 1984) : 85-89.
- RUTTER E.H., PEACH C.J., WHITE S.H., JOHNSTON D. 1985. Experimental "syntectonic" hydration of basalt. J. of structural geol., 7 : 251-266.
- SALIOT P. 1973. Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. C. R. Acad. Sci. Paris, D 276 : 3081-3084.
- SALIOT P. 1978. Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Paris XI, 183 p.
- SALIOT P. 1979. La jadéite dans les Alpes françaises. Bul. Min., 102 : 391-401.
- SAUTTER V. 1983. Les éclogites et les amphibolites à grenat des terrains précambriens de l'Aleksod : leur signification dans le cadre de l'orogénèse panafricaine. Thèse doctorat 3^e cycle, Univ. Paris VI et Museum national d'histoire naturelle, 214 p.
- SAUTTER V. 1984. Rétromorphose continue d'éclogites en amphibolites en Aleksod (Hoggar central, Algérie du Sud) : essai de quantification. C. R. Acad. Sci. Paris, II 298 : 293-298.
- SAUTTER V. 1985. An eclogite paragenesis from the Aleksod basement, Central Hoggar, South Algeria. Chem. Geol., 50 : 331-347.
- SAXENA S.K. 1979. Garnet-clinopyroxene geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., 70 : 229-235.
- SCHAAF A., POLINO R., LAGABRIELLE Y. 1985. Nouvelle découverte de Radiolaires d'âge Oxfordien supérieur - Kimmeridgien inférieur à la base d'une série supra-ophiolitique des Schistes lustrés piémontais (massif de Traversiera, haut Val Maïra, Italie). C. R. Acad. Sci. Paris, II 301 : 1079-1084.
- SCHUILING R.D., VINK B.W. 1967. Stability relations of some titanium-minerals (sphene, perovskite, rutile, anatase). Geochim. Cosmochim. Acta, 31 : 2399-2411.
- SCHREYER W. 1985. Metamorphism of crustal rocks at mantle depths : high-pressure minerals and mineral assemblages in metapelites. Fortschr. Mineral., 63 : 227-261.
- SHACKELTON R.M., RIES A.C. 1984. The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. J. of structural geol., 6 : 111-117.
- SIMPSON C., SCHMID S. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Ame. Bul., 94 : 1281-1288.
- SMITH D.C. 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. Nature, 310 : 641-644.
- SMITH D.C. 1985. Coesite in the Straumen eclogite pod, Norway. Terra Cognita, 5 : 226-227.

- SMITH J.V. 1984. Phase relations of plagioclase feldspars in Feldspars and feldspathoids : structures, properties and occurrences (Brown W.L. ed.) : 55-94.
- SMYTH J.R. 1980. Cation vacancies and the crystal chemistry of breakdown reactions in kimberlitic omphacites. *Ame. Mineral.*, 65 : 1185-1191.
- SPEAR F.S. 1980. NaSi=CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole : an empirical model. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72 : 33-41.
- SPEAR F.S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Ame. J. Sci.*, 281 : 697-734.
- STORRE B., JOHANNES W. NITSCH K.H. 1982. The stability of zoisite in H₂O-CO₂ mixtures. *N. Jahr. Mineral. Mitteil.*, 395-406.
- THOMPSON A.B. 1983. Fluid-absent metamorphism. *J. Geol. Soc. London*, 140 : 533-547.
- THOMPSON A.B., ENGLAND P.C. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. II : their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petrol.*, 25 : 929-955.
- THOMPSON J.B.Jr 1959. Local equilibrium in metasomatic processes in *Researches in geochemistry* (Abelson P.H. ed.), John Wiley, New York, 427-457.
- THOMPSON J.B.Jr 1981. An introduction to the mineralogy and petrology of the biopyriboles in Amphiboles and other hydrous pyriboles : mineralogy, Veblen D.R. ed. (Reviews in mineralogy, 9A) : 141-188.
- THOMPSON J.B., LAIRD J., THOMPSON A.B. 1982. Reactions in amphibolite, greenschist and blueschist. *J. Petrol.*, 23 : 1-27.
- TRACY R.J. 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. in *Characterization of metamorphism through mineral equilibria*, Ferry J.M. ed. (Reviews in mineralogy, 10) : 355-397.
- TURNER F.J. 1981. *Metamorphic petrology : mineralogical, field and tectonic aspects*. McGraw Hill, New-York, 524 p.
- UNGARETTI L., LOMBARDO B., DOMENEGHETTI C., ROSSI G. 1983. Crystal-chemical evolution of amphiboles from eclogitised rocks of the Sesia-Lanzo zone, Italian Western Alps. *Bul. Min.*, 106 : 645-672.
- VEARNCOMBE J.R. 1983. High pressure - low temperature metamorphism in the Gran Paradiso basement, western Alps. *J. of metamorphic geol.*, 1 : 103-115.
- VEARNCOMBE J.R. 1985. The structure of the Gran Paradiso basement massif and its envelope, Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 78 : 49-72.
- VELDE B. 1965. Phengite micas : synthesis, stability and natural occurrence. *Ame. J. Sci.*, 263 : 886-913.

- VELDE B. 1967. Si^{4+} content of natural phengites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14 : 250-258.
- VELDE B. 1968. The Si^{4+} content of natural phengites : a reply. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 17 : 82-84.
- VELDE B., KIENAST J.R. 1973. Zonéographie du métamorphisme de la zone Sesia-Lanzo (Alpes piémontaises) : étude des omphacites et grenats des micaschistes éclogitiques à la microsonde électronique. *C. R. Acad. Sci. Paris, D* 276 : 1801-1804.
- VERNON R.H. 1976. *Metamorphic processes : reactions and microstructure development*. Allen and Unwin, London.
- VIALON P. 1966. Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes, Italie. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Grenoble,
- VIALON P. 1967. Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira (Alpes cottiennes internes, Italie). *Géol. alpine*, 43 : 245-258.
- VISSERS R.L.M., COMPAGNONI R. 1984. The structure of the Gran Paradiso basement (Pennine zone, Italian W. Alps). *Geologie en Mijnbouw*, 63 : 89-92.
- VUICHARD J.P. 1984. L'unité austroalpine de la Torre Ponton : évolution structurale et métamorphique. D.E.A. (Univ. Rennes I), inédit, 46 p.
- VUICHARD J.P. 1986. Cinématique éoalpine et alpine en zone Sesia-Lanzo (Alpes occidentales internes). *C. R. Acad. Sci. Paris, II*, 303 : 1333-1338.
- VOGEL D.E. 1966. Nature and chemistry of the formation of clinopyroxene - plagioclase symplectite from omphacite. *N. Jahr. Mineral. Monatsh.*, 6 : 185-189.
- WAGNER G.A., REIMER G.M., JAGER E. 1977. Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb/Sr and K/Ar dating : the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 30.
- WEVER P. de, CABY R. 1981. Datation de la base des schistes lustrés postophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur - Kimmeridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint Vêran, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, II* 292 : 467-472.
- WIKSTROM A. 1970a. Hydrothermal experiments in the system jadeite - diopside. *Norsk Geol. Tidsskrift*, 50 : 1-14.
- WIKSTROM A. 1970b. Electron microprobe studies of the alteration of omphacite in eclogites from the Nordfjord area, Norway. *Norsk Geol. Tidsskrift*, 50 : 137-155.
- WIKSTROM A. 1971. Scanning electron microscope photographs of the alteration of omphacite. *Norsk Geol. Tidsskrift*, 51 : 191-192.
- WILLIAMS P.F., COMPAGNONI R. 1983. Deformation and metamorphism in the Bard area of the Sesia-Lanzo zone, Western Alps, during subduction and uplift. *J. of metamorphic geol.*, 1 : 117-140.

WINKLER H.G.F. 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, New-York, 348 p.

ZAMBONINI F. 1922. Ardennite di Ceres in Val d'Ala. Rend. Acc. Naz. Lincei, 31 : 147-151.

ZWART H.J. 1962. On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (coastal Pyrénées). Geol. Rund., 52 : 38-65.



ANNEXES ANALYTIQUES

ANNEXE I : ECLOGITES GP I (échantillons BAR'14 et BAR'15).

Tab. 1 : grenat (BAR'14).

Tab. 2 : omphacite (BAR'14).

Tab. 3 : glaucophane (BAR'14).

Tab. 4 : phengite (BAR'14).

couples grenat - omphacite : 21 - 22

28 - 27

31 - 35

couples grenat - phengite : 16 - 17

18 - 19

24 - 25

34 - 33

40 - 39

Tab. 5 : grenat (BAR'15).

Tab. 6 : actinote (BAR'15).

Tab. 7 : amphibole II (liseré au contact actinote-grenat) (BAR'15).

Tab. 1

	12	13	14	15	16	18	20	21	24	28	29	31	34	38	40
SI02	39.36	38.57	38.99	40.27	39.28	38.47	38.76	40.08	38.36	38.42	38.21	38.16	38.89	38.71	38.59
TI02	0.00	0.06	0.03	0.10	0.06	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.00	0.06
AL203	22.03	21.56	21.84	22.06	21.74	21.57	21.69	22.46	21.84	21.46	21.51	21.46	21.63	21.57	21.54
CR203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.13	0.00
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FE0	30.93	26.18	30.63	27.37	29.98	30.96	25.81	29.01	31.08	28.80	30.20	31.19	30.43	30.16	29.63
MNO	0.01	2.18	0.14	1.22	0.22	0.15	0.79	0.39	0.51	0.01	0.31	0.23	0.07	0.27	0.52
MGO	2.74	0.69	2.35	1.50	3.02	1.86	0.76	3.28	1.37	2.04	2.19	2.03	2.06	1.86	3.04
CAO	8.12	12.82	8.66	10.61	7.58	8.92	12.26	7.40	9.65	8.32	9.14	8.31	8.35	9.08	7.85
NA2O	0.03	0.00	0.05	0.26	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.13	0.08	0.18	0.01	0.15	0.00
K2O	0.02	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	103.25	102.07	102.68	103.40	101.93	102.03	100.21	102.62	102.86	99.19	101.66	101.60	101.46	101.95	101.21
SI	3.020	3.008	3.014	3.068	3.040	3.005	3.048	3.058	2.985	3.054	2.993	2.998	3.038	3.020	3.016
ALIV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.007	0.002	0.000	0.000	0.000
ALVI	3.020	3.008	3.014	3.068	3.040	3.005	3.048	3.058	3.000	3.054	3.000	3.000	3.038	3.020	3.016
TI	1.993	1.983	1.991	1.982	1.985	1.996	2.011	2.021	1.989	2.011	1.980	1.987	1.992	1.984	1.985
CR	0.000	0.003	0.002	0.006	0.003	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0.003
FB3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.008	0.000
FB2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MN	1.985	1.708	1.981	1.744	1.941	2.023	1.698	1.851	2.023	1.914	1.979	2.050	1.988	1.967	1.937
MG	0.001	0.144	0.009	0.079	0.014	0.010	0.053	0.025	0.033	0.001	0.020	0.015	0.004	0.018	0.035
CA	0.314	0.080	0.270	0.171	0.349	0.216	0.089	0.373	0.159	0.242	0.256	0.237	0.240	0.217	0.354
NA	0.668	1.071	0.718	0.866	0.629	0.747	1.034	0.605	0.805	0.708	0.767	0.699	0.699	0.759	0.657
NA	0.005	0.000	0.007	0.038	0.000	0.000	0.007	0.001	0.000	0.020	0.012	0.028	0.002	0.023	0.000
K	0.002	0.002	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Tot cat.	7.987	7.998	7.992	7.954	7.987	7.997	7.945	7.933	8.012	7.951	8.017	8.019	7.966	7.996	7.988

Tab. 2

	22	27	30	32	39
SI02	56.75	56.64	55.80	55.87	55.78
TIO2	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00
AL2O3	10.20	10.38	9.38	9.76	9.79
CR2O3	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
FE2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FBO	4.91	5.01	6.15	5.88	5.32
MNO	0.03	0.04	0.08	0.04	0.14
MGO	8.55	8.54	7.86	8.63	8.33
CAO	13.11	13.17	13.27	13.20	13.50
NA2O	6.68	7.11	6.93	6.88	7.37
K2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
TOT	100.25	100.90	99.50	100.26	100.24

SI	2.015	2.003	2.016	2.000	1.998
ALIV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
	2.015	2.003	2.016	2.000	2.000
ALVI	0.427	0.433	0.399	0.411	0.412
TI	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
CR	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	0.146	0.148	0.186	0.176	0.160
MN	0.001	0.001	0.002	0.001	0.004
MG	0.452	0.451	0.423	0.460	0.445
CA	0.499	0.499	0.514	0.506	0.518
NA	0.460	0.488	0.486	0.478	0.512
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Tot cat.	4.001	4.024	4.027	4.033	4.051

Tab. 3

	C 10	B 11	C 36	B 37
SI02	59.03	59.59	58.39	58.08
TIO2	0.00	0.00	0.03	0.00
AL2O3	11.02	11.88	11.38	11.48
CR2O3	0.00	0.04	0.04	0.00
FE2O3	0.00	0.00	0.00	0.00
FBO	8.77	7.99	8.08	8.64
MNO	0.05	0.00	0.00	0.00
MGO	11.18	11.58	11.24	11.32
CAO	0.48	0.43	0.37	0.53
NA2O	7.38	7.58	7.42	7.70
K2O	0.02	0.02	0.02	0.02
TOT	97.92	99.10	96.96	97.75

SI	8.021	7.968	7.989	7.923
ALIV	0.000	0.032	0.011	0.077
	8.021	8.000	8.000	8.000
ALVI	1.766	1.842	1.824	1.770
TI	0.000	0.000	0.003	0.000
CR	0.000	0.004	0.004	0.000
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	0.996	0.894	0.924	0.985
MN	0.005	0.000	0.000	0.000
MG	2.264	2.308	2.291	2.301
CA	0.069	0.061	0.055	0.077
NA	1.946	1.965	1.970	2.037
K	0.004	0.003	0.004	0.003
Tot cat.	15.071	15.077	15.075	15.173

Tab. 4

	17	19	23	B 25	C 26	C 33	B 35	41
SI02	54.42	51.24	52.91	53.57	53.63	53.95	53.57	52.22
TIO2	0.07	0.21	0.18	0.20	0.11	0.11	0.21	0.20
AL2O3	22.63	27.77	23.49	22.07	22.58	23.21	22.90	24.87
CR2O3	0.00	0.00	0.10	0.01	0.00	0.06	0.00	0.16
FE2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FBO	2.40	2.03	1.95	2.61	2.12	2.22	2.08	1.94
MNO	0.00	0.06	0.07	0.05	0.00	0.07	0.00	0.04
MGO	5.36	3.58	5.11	5.46	5.21	5.45	5.31	4.32
CAO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
NA2O	0.08	0.54	0.11	0.03	0.13	0.05	0.07	0.39
K2O	10.66	10.48	11.19	11.03	10.73	10.80	11.35	10.62
TOT	95.62	95.90	95.09	95.01	94.50	95.97	95.48	94.74

SI	7.219	6.783	7.085	7.190	7.200	7.141	7.146	6.998
ALIV	0.781	1.217	0.915	0.810	0.800	0.859	0.854	1.002
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
ALVI	2.759	3.117	2.794	2.683	2.774	2.762	2.748	2.928
TI	0.007	0.021	0.018	0.020	0.011	0.011	0.021	0.020
CR	0.000	0.000	0.010	0.001	0.000	0.006	0.000	0.017
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	0.266	0.225	0.218	0.292	0.238	0.245	0.232	0.217
MN	0.000	0.007	0.007	0.006	0.000	0.008	0.000	0.004
MG	1.059	0.705	1.020	1.091	1.043	1.076	1.056	0.863
CA	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000
NA	0.021	0.137	0.028	0.007	0.033	0.013	0.019	0.102
K	1.804	1.770	1.911	1.889	1.838	1.823	1.931	1.815
Tot cat.	13.917	13.983	14.007	13.991	13.937	13.952	14.007	13.967

Tab. 5

	3	6	^c 7	9	^c 10	12	15	16	22	^c 25	27
SI02	38.92	39.53	38.64	39.40	39.07	38.86	39.29	38.55	39.01	38.69	39.56
TI02	0.02	0.00	0.00	0.09	0.12	0.06	0.04	0.00	0.12	0.12	0.04
AL203	21.80	21.36	21.61	21.42	21.37	21.51	21.97	21.87	21.53	21.24	22.32
CR203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.10	0.02
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FEO	30.20	29.33	27.85	29.42	29.48	30.39	31.60	28.73	31.21	27.65	30.25
MNO	0.25	0.34	0.40	0.52	0.25	0.13	0.31	0.92	0.03	0.44	0.93
MGO	0.84	1.13	0.70	0.79	0.88	2.03	2.13	3.23	1.90	0.65	3.11
CAO	10.40	9.97	11.31	10.67	10.27	9.00	7.46	7.18	8.23	13.17	7.77
NA2O	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.11	0.04	0.03	0.09	0.01	0.02
K2O	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	102.45	101.70	100.53	102.33	101.46	102.09	102.82	100.53	102.15	102.07	104.01

SI	3.027	3.079	3.044	3.061	3.058	3.025	3.034	3.020	3.036	3.018	3.009
ALIV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	3.027	3.079	3.044	3.061	3.058	3.025	3.034	3.020	3.036	3.018	3.009
ALVI	1.999	1.962	2.008	1.961	1.972	1.974	2.000	2.020	1.975	1.954	2.002
TI	0.001	0.000	0.000	0.005	0.007	0.004	0.002	0.000	0.007	0.007	0.002
CR	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.006	0.001
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	1.964	1.911	1.835	1.911	1.930	1.979	2.041	1.883	2.032	1.804	1.925
MN	0.016	0.022	0.027	0.034	0.016	0.009	0.020	0.061	0.002	0.029	0.060
MG	0.098	0.131	0.082	0.091	0.102	0.235	0.245	0.377	0.220	0.075	0.353
CA	0.867	0.832	0.955	0.888	0.861	0.751	0.617	0.603	0.687	1.101	0.633
NA	0.000	0.007	0.000	0.000	0.005	0.016	0.006	0.005	0.013	0.001	0.002
K	0.001	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Tot cat.	7.974	7.943	7.952	7.955	7.952	7.993	7.966	7.971	7.975	7.996	7.988

Tab. 6

	1	4	8	^c 11	17	19	^c 21	23	24
SI02	56.51	56.41	54.78	56.78	55.69	55.71	56.94	56.80	56.21
TI02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11
AL203	3.41	3.03	4.85	2.50	3.26	3.42	3.10	4.66	3.32
CR203	0.00	0.04	0.07	0.03	0.00	0.00	0.06	0.04	0.00
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FEO	7.88	7.64	10.45	7.79	7.84	7.61	7.32	9.05	8.81
MNO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MGO	18.63	18.55	16.25	19.36	18.99	19.19	19.21	16.41	17.66
CAO	10.25	10.61	9.66	10.94	10.15	10.32	10.16	9.89	10.26
NA2O	1.64	1.38	2.05	1.34	1.62	1.85	1.59	1.89	1.72
K2O	0.12	0.06	0.16	0.16	0.12	0.17	0.10	0.12	0.09
TOT	98.43	97.72	98.26	98.95	97.67	98.27	98.47	98.85	98.16

SI	7.827	7.862	7.700	7.839	7.785	7.747	7.857	7.850	7.843
ALIV	0.173	0.138	0.300	0.161	0.215	0.253	0.143	0.150	0.157
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
ALVI	0.384	0.361	0.504	0.246	0.322	0.307	0.362	0.610	0.388
TI	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011
CR	0.000	0.005	0.007	0.003	0.000	0.000	0.006	0.004	0.000
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	0.913	0.891	1.229	0.900	0.916	0.885	0.844	1.046	1.028
MN	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MG	3.846	3.854	3.404	3.985	3.957	3.977	3.951	3.381	3.672
CA	1.521	1.584	1.456	1.619	1.520	1.538	1.503	1.465	1.533
NA	0.439	0.372	0.559	0.360	0.440	0.498	0.425	0.505	0.466
K	0.021	0.011	0.029	0.028	0.022	0.031	0.017	0.021	0.015
Tot cat.	15.125	15.078	15.188	15.146	15.178	15.237	15.108	15.032	15.114

Tab. 7

	2	5
SI02	37.37	37.19
TI02	0.00	0.01
AL203	20.46	20.67
CR203	0.00	0.00
FE203	0.00	0.00
FEO	24.66	23.12
MNO	0.19	0.32
MGO	2.69	2.64
CAO	9.72	9.25
NA2O	3.37	3.53
K2O	0.25	0.30
TOT	98.70	97.03

SI	5.746	5.778
ALIV	2.254	2.222
	8.000	8.000
ALVI	1.456	1.565
TI	0.000	0.001
CR	0.000	0.000
FE3+	0.000	0.000
FE2+	3.173	3.005
MN	0.024	0.042
MG	0.617	0.612
CA	1.601	1.540
NA	1.005	1.064
K	0.048	0.060
Tot cat.	15.926	15.890

ANNEXE II : ECLOGITES GP II (échantillon BAR'11).

Tab. 1 : grenat (zonation d'un grain dans un niveau clair, en contact avec de l'omphacite).

Tab. 2 : grenat (zonation d'un grain d'un niveau sombre, en contact avec de l'amphibole 3b).

Tab. 3 : omphacite (zonation d'un grain de la matrice).

Tab. 4 : diopside (symplectites au contact albite-omphacite).

Tab. 5 : amphiboles 1 (1 : glaucophane, 2-10 : actinote).

Tab. 6 : amphibole 2.

Tab. 7 : amphibole 3a (1-10 : coeurs, 1'-10' : bordures). Dans certains cas (5, 6, 9 et 10), 2 analyses ont été réalisées à la bordure des grains.

Tab. 8 : amphibole 3a (zonation).

Tab. 9 : amphibole 3b.

Tab. 10 : amphibole 4.

Tab. 11 : plagioclases (stade B : niveaux clairs (1 à 9) et sombres (10), stade C : fentes (11 à 15)).

Tab. 12 : épidote (zonation d'un grain matriciel).

Tab. 13 : chlorite (dans les fentes (1 et 2) ou en pseudomorphose du grenat (3 et 4) à proximité des fentes).

Tab. 14 : couples grenat - omphacite (I : couple dont l'omphacite est en inclusion, M : couple dont l'omphacite est en matrice).

Lab. 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	38.09	37.69	37.84	38.24	37.94	38.13	37.75	38.22	38.22	38.02	38.18	38.33	37.75	38.01	37.84	38.09	38.18	38.77	38.86
TiO ₂	0.24	0.21	0.18	0.23	0.08	0.10	0.10	0.07	0.04	0.00	0.09	0.05	0.00	0.00	0.01	0.09	0.06	0.07	0.20
Al ₂ O ₃	21.16	21.00	21.01	21.09	21.57	21.75	21.07	21.50	21.88	21.50	21.39	21.76	21.48	21.69	21.87	21.71	21.68	21.75	22.13
Cr ₂ O ₃	0.18	0.20	0.04	0.00	0.15	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.15	0.00	0.24	0.08	0.11	0.00	0.01
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	24.16	24.46	24.27	25.03	26.21	25.59	25.56	27.06	27.11	26.84	25.93	27.82	27.74	27.27	28.30	28.47	27.98	28.06	27.29
MnO	3.03	3.00	2.85	2.38	1.61	1.40	1.02	0.49	0.61	0.37	0.39	0.21	0.30	0.40	0.20	0.36	0.16	0.36	0.42
MgO	0.61	0.62	0.49	0.61	0.71	0.71	0.69	0.80	1.03	1.26	1.49	1.56	1.76	1.59	2.00	2.15	1.91	1.99	2.23
CaO	13.58	13.84	13.22	13.09	12.43	13.35	13.19	13.51	12.47	12.47	12.52	12.05	10.97	11.23	10.81	10.76	10.78	11.06	10.72
Na ₂ O	0.06	0.09	0.11	0.04	0.09	0.12	0.00	0.06	0.03	0.11	0.00	0.04	0.04	0.03	0.07	0.02	0.00	0.02	0.11
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00
TOT	101.11	101.10	100.00	100.73	100.78	101.16	99.39	101.70	101.41	100.57	100.00	101.85	100.20	100.22	101.33	101.75	100.85	102.10	101.95

	2.997	2.977	3.010	3.018	2.994	2.992	3.013	2.991	2.991	2.998	3.015	2.987	2.989	3.001	2.965	2.974	2.997	3.007	3.003
SI	0.003	0.023	0.000	0.000	0.006	0.008	0.000	0.009	0.009	0.002	0.000	0.013	0.011	0.000	0.035	0.026	0.003	0.000	0.000
ALIV	3.000	3.000	3.010	3.018	3.000	3.000	3.013	3.000	3.000	3.000	3.015	3.000	3.000	3.001	3.000	3.000	3.000	3.007	3.003
ALVI	1.961	1.933	1.970	1.962	2.001	2.003	1.983	1.975	2.010	1.997	1.991	1.987	1.994	2.020	1.986	1.973	2.004	1.989	2.017
TI	0.014	0.013	0.010	0.014	0.005	0.006	0.006	0.004	0.002	0.000	0.005	0.003	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004	0.004	0.011
CR	0.011	0.013	0.002	0.000	0.009	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.009	0.000	0.015	0.005	0.007	0.000	0.000
FF3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FF2+	1.590	1.616	1.615	1.652	1.730	1.679	1.707	1.771	1.774	1.770	1.712	1.814	1.838	1.801	1.855	1.859	1.838	1.820	1.764
NN	0.202	0.201	0.192	0.159	0.107	0.093	0.069	0.032	0.040	0.025	0.026	0.014	0.020	0.027	0.014	0.024	0.010	0.024	0.028
NG	0.072	0.073	0.059	0.072	0.083	0.082	0.082	0.093	0.121	0.148	0.175	0.182	0.208	0.187	0.234	0.250	0.223	0.230	0.257
CA	1.146	1.171	1.127	1.107	1.051	1.123	1.128	1.133	1.046	1.053	1.059	1.007	0.931	0.950	0.908	0.901	0.907	0.919	0.888
NA	0.009	0.013	0.017	0.006	0.013	0.018	0.000	0.008	0.004	0.017	0.000	0.005	0.006	0.004	0.010	0.002	0.000	0.002	0.016
K	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.003	0.000
Tot cat.	8.005	8.032	8.002	7.992	8.000	8.006	7.989	8.017	8.000	8.010	7.985	8.013	8.007	7.991	8.022	8.023	7.992	7.998	7.984

Tab. 2

	β															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SI02	37.95	37.90	38.12	38.33	38.50	38.50	38.67	38.55	38.55	38.41	38.21	38.21	38.80	38.52	38.73	39.03
TI02	0.28	0.16	0.07	0.09	0.16	0.11	0.11	0.12	0.17	0.12	0.05	0.07	0.09	0.04	0.03	0.00
AL203	21.28	20.99	21.38	21.25	21.41	21.60	21.91	21.58	21.76	21.48	22.05	21.45	21.85	21.77	21.86	22.27
CR203	0.02	0.13	0.00	0.00	0.03	0.04	0.02	0.17	0.03	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FE0	23.10	23.21	26.22	26.16	25.70	25.70	27.02	25.79	25.29	27.20	26.65	26.42	26.64	27.52	27.77	27.69
HNO	3.56	2.94	2.05	2.03	1.12	0.59	0.53	0.48	0.46	0.32	0.29	0.45	0.25	0.21	0.30	0.37
HGO	0.63	0.71	0.80	0.77	0.74	0.96	1.01	1.09	1.07	1.27	1.34	1.65	1.96	2.19	2.08	2.01
CA0	13.58	13.98	12.38	12.38	13.60	13.43	13.36	13.45	14.46	12.76	12.97	12.48	12.12	11.40	11.25	11.27
NA20	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.05	0.00	0.09	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07
K20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	100.40	100.07	101.08	101.00	101.24	100.99	102.63	101.34	101.79	101.58	101.71	100.76	101.72	101.65	102.02	102.71
SI	2.999	3.006	3.002	3.018	3.015	3.014	2.991	3.009	2.994	3.001	2.975	3.001	3.008	2.996	3.002	3.001
ALIV	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.006	0.000	0.025	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000
ALVI	3.000	3.006	3.002	3.018	3.015	3.014	3.000	3.009	3.000	3.001	3.000	3.001	3.008	3.000	3.002	3.001
TI	1.983	1.963	1.986	1.973	1.977	1.994	1.989	1.986	1.987	1.979	2.000	1.986	1.997	1.992	1.998	2.019
CR	0.017	0.009	0.004	0.005	0.009	0.007	0.006	0.007	0.010	0.007	0.003	0.004	0.005	0.003	0.002	0.000
FE3+	0.001	0.008	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001	0.010	0.002	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MN	1.527	1.540	1.728	1.723	1.683	1.683	1.748	1.684	1.643	1.777	1.736	1.735	1.728	1.791	1.801	1.781
MG	0.239	0.198	0.137	0.135	0.074	0.039	0.035	0.032	0.030	0.021	0.019	0.030	0.017	0.014	0.020	0.024
CA	0.074	0.084	0.094	0.090	0.086	0.112	0.116	0.127	0.124	0.148	0.156	0.193	0.227	0.254	0.240	0.230
NA	1.150	1.188	1.045	1.045	1.141	1.127	1.108	1.125	1.203	1.068	1.082	1.050	1.007	0.950	0.935	0.929
K	0.000	0.009	0.009	0.000	0.000	0.008	0.000	0.014	0.001	0.002	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.010
Tot cat.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	7.991	8.004	8.005	7.990	7.987	7.985	8.003	7.994	8.001	8.003	8.005	8.003	7.988	8.003	7.997	7.994

Tab. 3

	1	2	3	4	5	6	7
SI02	57.39	56.85	56.83	56.28	56.41	57.10	57.24
TI02	0.00	0.09	0.00	0.03	0.00	0.13	0.00
AL203	10.55	10.28	10.22	8.14	8.97	10.69	11.38
CR203	0.12	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.12
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FE0	4.48	5.65	5.72	6.68	6.02	5.68	4.20
MNO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00
MGO	8.47	7.98	8.07	9.00	8.72	7.65	8.14
CAO	13.61	13.13	13.53	14.29	13.85	13.06	13.32
NA2O	6.86	7.07	6.62	6.15	6.55	7.33	7.05
K2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00
TOT	101.48	101.04	100.99	100.62	100.55	101.67	101.44

Tab. 4

	1	2	3	4	5
SI02	54.45	54.07	54.37	54.89	54.02
TI02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
AL203	1.68	2.08	1.40	2.92	3.06
CR203	0.00	0.00	0.00	0.02	0.14
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FE0	8.27	8.09	7.29	8.04	8.44
MNO	0.06	0.00	0.14	0.00	0.11
MGO	13.22	12.27	12.99	12.11	11.45
CAO	22.75	21.94	22.77	20.18	20.87
NA2O	1.27	1.68	1.03	2.77	2.25
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	101.70	100.13	100.02	100.92	100.34

SI	2.011	2.012	2.012	2.018	2.015	2.008	2.003
ALIV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	2.011	2.012	2.012	2.018	2.015	2.008	2.003
ALVI	0.436	0.429	0.427	0.344	0.378	0.444	0.469
TI	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000
CR	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	0.131	0.167	0.169	0.200	0.180	0.167	0.123
MN	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
MG	0.443	0.421	0.426	0.481	0.464	0.401	0.424
CA	0.511	0.498	0.513	0.549	0.530	0.492	0.499
NA	0.466	0.485	0.454	0.427	0.454	0.500	0.478
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Tot cat.	4.002	4.014	4.002	4.023	4.023	4.016	4.000

SI	1.990	2.003	2.011	2.008	1.996
ALIV	0.010	0.000	0.000	0.000	0.004
	2.000	2.003	2.011	2.008	2.000
ALVI	0.063	0.091	0.061	0.126	0.129
TI	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
CR	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	0.253	0.251	0.225	0.246	0.261
MN	0.002	0.000	0.004	0.000	0.004
MG	0.720	0.677	0.716	0.660	0.630
CA	0.891	0.871	0.903	0.791	0.827
NA	0.090	0.120	0.074	0.197	0.161
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Tot cat.	4.019	4.012	3.995	4.028	4.016

Tab. 5

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
STO2	55.16	53.78	55.49	54.64	55.18	55.44	53.21	53.03	54.33	51.86
TIO2	0.09	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.06	0.08
AL2O3	11.54	5.02	2.33	4.09	3.33	3.28	5.30	4.66	3.00	5.56
CR2O3	0.00	0.04	0.01	0.11	0.01	0.08	0.00	0.00	0.06	0.17
FE2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	13.81	11.58	11.39	10.79	11.17	10.42	12.50	11.77	10.88	13.23
MNO	0.12	0.00	0.16	0.02	0.16	0.00	0.10	0.20	0.09	0.21
MGO	8.96	16.00	16.35	16.56	16.02	17.04	15.07	15.67	16.92	14.41
CAO	2.49	10.87	10.95	10.44	10.88	10.56	10.74	11.23	11.11	10.11
NA2O	6.29	1.88	1.34	1.85	1.76	1.87	2.01	1.57	1.49	2.23
K2O	0.12	0.13	0.14	0.25	0.15	0.20	0.23	0.11	0.13	0.41
TOT	98.59	99.33	98.17	98.74	98.68	98.89	99.23	98.23	98.06	98.26

Tab. 6

	1	2	3	4	5
STO2	40.67	39.42	36.90	36.30	42.95
TIO2	0.11	0.12	0.00	0.03	0.14
AL2O3	16.42	18.65	19.80	20.17	13.22
CR2O3	0.08	0.00	0.10	0.02	0.00
FE2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	21.56	20.37	20.68	25.12	20.79
MNO	0.24	0.09	0.17	0.00	0.03
MGO	4.57	5.44	5.07	2.77	7.73
CAO	9.65	10.39	10.92	10.57	9.73
NA2O	4.31	3.89	3.89	3.88	3.99
K2O	0.39	0.25	0.07	0.08	0.20
TOT	98.00	98.60	97.59	98.74	98.77

SI	7.702	7.559	7.864	7.686	7.781	7.768	7.531	7.562	7.716	7.463
ALIV	0.298	0.441	0.136	0.314	0.219	0.232	0.469	0.438	0.284	0.537
ALVI	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
TI	1.602	0.392	0.254	0.365	0.335	0.310	0.416	0.346	0.218	0.405
CR	0.010	0.004	0.000	0.000	0.002	0.000	0.007	0.000	0.006	0.008
FE3+	0.000	0.004	0.001	0.012	0.001	0.009	0.000	0.000	0.006	0.020
FE2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MN	1.613	1.361	1.351	1.269	1.317	1.221	1.480	1.403	1.292	1.592
MG	0.014	0.000	0.020	0.003	0.019	0.000	0.012	0.024	0.011	0.025
CA	1.864	3.353	3.455	3.472	3.366	3.559	3.179	3.330	3.581	3.091
NA	0.372	1.637	1.663	1.573	1.645	1.586	1.629	1.716	1.691	1.559
NA	1.704	0.512	0.369	0.505	0.481	0.508	0.552	0.434	0.410	0.623
K	0.022	0.023	0.025	0.044	0.028	0.036	0.042	0.021	0.024	0.075
Tot cat.	15.201	15.286	15.138	15.243	15.194	15.228	15.317	15.273	15.241	15.397

SI	6.217	5.954	5.679	5.625	6.463
ALIV	1.783	2.046	2.321	2.375	1.537
ALVI	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
TI	1.177	1.275	1.272	1.311	0.809
CR	0.013	0.014	0.000	0.003	0.016
FE3+	0.010	0.000	0.012	0.002	0.000
FE2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MN	2.756	2.573	2.663	3.256	2.617
MG	0.031	0.011	0.022	0.000	0.003
CA	1.040	1.224	1.163	0.641	1.733
NA	1.582	1.682	1.800	1.754	1.570
NA	1.276	1.138	1.161	1.106	1.163
K	0.077	0.047	0.013	0.016	0.038
Tot cat.	15.962	15.965	16.106	16.089	15.949

Tab. 7

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50.09	49.91	50.94	49.34	51.08	49.68	49.33	49.41	50.30	50.82
TiO ₂	0.12	0.17	0.04	0.13	0.13	0.13	0.19	0.09	0.08	0.20
Al ₂ O ₃	10.54	10.28	6.71	9.59	9.48	10.85	9.92	10.10	9.10	8.48
Cr ₂ O ₃	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.16	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	13.70	12.98	14.67	13.34	13.31	12.58	13.23	13.50	12.37	11.29
MnO	0.10	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.04	0.11
MgO	11.57	12.26	12.73	12.44	12.63	11.77	12.29	12.45	12.98	13.47
CaO	9.03	8.39	10.51	9.25	8.67	8.03	9.38	9.08	8.88	8.67
Na ₂ O	3.78	3.88	2.39	3.20	3.46	4.11	3.63	3.75	3.83	3.29
K ₂ O	0.18	0.28	0.34	0.22	0.23	0.24	0.19	0.28	0.15	0.21
TOT	99.29	98.18	98.32	97.50	98.97	97.44	98.20	98.65	97.89	96.53

SI	7.136	7.159	7.376	7.151	7.259	7.160	7.109	7.093	7.228	7.344
ALIV	0.864	0.841	0.624	0.849	0.741	0.840	0.891	0.907	0.772	0.656
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
ALVI	0.906	0.897	0.521	0.790	0.847	1.003	0.794	0.803	0.770	0.788
TI	0.013	0.018	0.004	0.014	0.013	0.014	0.020	0.010	0.009	0.022
CR	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.018	0.000
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	1.633	1.558	1.777	1.617	1.582	1.517	1.595	1.621	1.486	1.365
MN	0.012	0.005	0.000	0.000	0.000	0.003	0.006	0.000	0.004	0.013
MG	2.457	2.621	2.749	2.688	2.674	2.528	2.641	2.665	2.781	2.901
CA	1.379	1.290	1.631	1.436	1.320	1.241	1.448	1.396	1.367	1.342
NA	1.045	1.079	0.670	0.898	0.953	1.149	1.014	1.044	1.068	0.923
K	0.033	0.050	0.062	0.040	0.042	0.044	0.034	0.052	0.027	0.039
Tot cat.	15.496	15.519	15.414	15.484	15.431	15.500	15.552	15.590	15.531	15.393

Tab. 7

	1'	2'	3'	4'	5'	5"	6'	6"	7'	8'	9'	9"	10'	10"
SiO ₂	49.69	48.74	50.74	49.12	49.43	49.45	48.42	48.28	49.01	48.21	48.84	48.08	49.58	51.88
TiO ₂	0.23	0.14	0.12	0.15	0.18	0.09	0.19	0.20	0.09	0.18	0.17	0.23	0.18	0.06
Al ₂ O ₃	7.84	10.58	6.69	9.58	10.72	8.40	10.71	11.45	7.90	9.35	8.43	8.59	7.65	5.21
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.16	0.06	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.10	0.00	0.07	0.13
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	15.95	13.84	14.63	15.36	13.38	14.29	13.45	13.57	15.48	15.10	14.65	14.83	14.47	13.52
MnO	0.11	0.05	0.12	0.05	0.09	0.11	0.06	0.09	0.00	0.01	0.02	0.06	0.11	0.10
MgO	11.93	11.77	12.94	11.56	11.28	11.96	11.59	11.37	12.03	11.33	11.35	11.73	12.39	14.44
CaO	10.49	9.07	10.93	9.93	9.32	9.71	9.36	9.06	9.72	10.44	10.55	10.69	10.89	10.69
Na ₂ O	2.43	3.92	2.06	2.88	3.33	2.57	3.54	3.75	2.66	2.48	2.72	2.38	2.29	1.85
K ₂ O	0.39	0.26	0.34	0.41	0.31	0.33	0.31	0.30	0.32	0.44	0.34	0.45	0.38	0.24
TOT	99.05	98.36	98.57	99.18	98.10	96.90	97.64	98.11	97.20	97.53	97.17	97.02	98.00	98.11

SI	7.204	7.040	7.337	7.088	7.121	7.250	7.035	6.981	7.216	7.080	7.186	7.103	7.225	7.479
ALIV	0.796	0.960	0.663	0.912	0.879	0.750	0.965	1.019	0.784	0.920	0.814	0.897	0.775	0.521
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
ALVI	0.543	0.841	0.478	0.717	0.942	0.702	0.869	0.934	0.588	0.699	0.649	0.599	0.539	0.366
TI	0.025	0.015	0.013	0.016	0.020	0.010	0.020	0.021	0.010	0.019	0.019	0.025	0.020	0.006
CR	0.000	0.000	0.000	0.018	0.007	0.000	0.003	0.004	0.000	0.000	0.011	0.000	0.008	0.015
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	1.934	1.672	1.770	1.854	1.612	1.752	1.634	1.641	1.907	1.855	1.803	1.833	1.764	1.630
MN	0.013	0.006	0.015	0.006	0.011	0.014	0.007	0.012	0.000	0.002	0.003	0.007	0.014	0.013
MG	2.578	2.534	2.789	2.486	2.422	2.613	2.509	2.450	2.641	2.479	2.489	2.583	2.691	3.103
CA	1.630	1.404	1.694	1.535	1.439	1.526	1.457	1.405	1.534	1.643	1.664	1.693	1.701	1.651
NA	0.684	1.098	0.578	0.805	0.930	0.730	0.997	1.051	0.759	0.705	0.776	0.681	0.646	0.516
K	0.072	0.048	0.063	0.075	0.056	0.062	0.057	0.056	0.059	0.083	0.063	0.084	0.071	0.044
Tot cat.	15.480	15.618	15.400	15.513	15.439	15.410	15.553	15.573	15.498	15.485	15.477	15.506	15.453	15.344

Tab. 8

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SI02	49.33	48.31	48.38	49.09	49.32	49.58	49.11	49.15	48.83	49.10	49.04	48.56	49.01
TI02	0.19	0.10	0.10	0.11	0.24	0.20	0.12	0.16	0.18	0.10	0.14	0.20	0.09
AL203	9.92	10.79	10.19	10.18	10.24	9.73	9.66	9.05	10.68	9.76	8.85	8.50	7.90
CR203	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FEO	13.23	12.82	13.42	12.48	12.50	13.52	13.58	12.66	12.63	13.42	14.08	14.72	15.48
MNO	0.05	0.03	0.15	0.01	0.11	0.23	0.17	0.02	0.03	0.00	0.00	0.21	0.00
MGO	12.29	11.50	12.06	12.47	12.37	11.94	11.97	12.67	11.90	12.59	11.83	12.08	12.03
CAO	9.38	8.78	9.26	8.95	8.81	8.75	8.87	8.78	8.83	9.17	9.40	9.83	9.72
NA2O	3.63	3.86	3.72	3.77	3.76	3.72	3.54	3.72	3.71	3.18	2.86	2.87	2.66
K2O	0.19	0.19	0.25	0.21	0.33	0.30	0.19	0.14	0.29	0.22	0.32	0.28	0.32
TOT	98.20	96.47	97.53	97.26	97.68	97.97	97.43	96.35	97.06	97.53	96.53	97.35	97.20

SI	7.109	7.072	7.044	7.112	7.116	7.165	7.142	7.194	7.092	7.119	7.212	7.134	7.216
ALIV	0.891	0.928	0.956	0.888	0.884	0.835	0.858	0.806	0.908	0.881	0.788	0.866	0.784
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
ALVI	0.794	0.934	0.794	0.852	0.859	0.824	0.799	0.755	0.919	0.787	0.747	0.606	0.588
TI	0.020	0.011	0.011	0.012	0.026	0.022	0.013	0.018	0.020	0.011	0.015	0.022	0.010
CR	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	1.595	1.570	1.635	1.512	1.509	1.634	1.652	1.550	1.534	1.627	1.732	1.808	1.907
MN	0.006	0.004	0.019	0.001	0.013	0.028	0.020	0.003	0.003	0.000	0.000	0.026	0.000
MG	2.641	2.509	2.617	2.692	2.660	2.572	2.595	2.763	2.575	2.720	2.593	2.645	2.641
CA	1.448	1.377	1.444	1.389	1.363	1.355	1.382	1.377	1.374	1.424	1.481	1.547	1.534
NA	1.014	1.095	1.052	1.059	1.053	1.041	0.998	1.055	1.045	0.894	0.814	0.818	0.759
K	0.034	0.035	0.046	0.038	0.060	0.056	0.035	0.026	0.054	0.040	0.061	0.052	0.059
Tot cat.	15.552	15.546	15.618	15.554	15.542	15.532	15.520	15.548	15.524	15.504	15.443	15.537	15.498

Tab. 9

	1	2	3	4	5	6	7
SI02	49.58	50.61	48.91	46.21	50.79	49.18	48.60
TI02	0.21	0.19	0.18	0.29	0.07	0.19	0.09
AL203	9.68	9.60	8.16	13.56	8.09	10.65	8.78
CR203	0.00	0.17	0.13	0.00	0.07	0.00	0.11
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FEO	12.56	11.55	15.05	14.84	12.17	13.02	15.52
MNO	0.05	0.00	0.17	0.24	0.03	0.07	0.00
MGO	13.10	14.49	12.67	9.76	13.63	12.50	11.42
CAO	9.37	9.50	10.41	9.32	9.32	9.09	10.16
NA2O	3.58	3.50	2.68	3.97	3.34	3.65	2.86
K2O	0.25	0.27	0.18	0.44	0.19	0.23	0.23
TOT	98.37	99.89	98.52	98.62	97.70	98.58	97.77

SI	7.112	7.111	7.113	6.722	7.304	7.048	7.128
ALIV	0.888	0.889	0.887	1.278	0.696	0.952	0.872
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
ALVI	0.749	0.702	0.512	1.048	0.676	0.848	0.646
TI	0.022	0.020	0.019	0.031	0.007	0.020	0.009
CR	0.000	0.019	0.014	0.000	0.008	0.000	0.013
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	1.506	1.358	1.831	1.806	1.463	1.561	1.904
MN	0.006	0.000	0.021	0.029	0.004	0.008	0.000
MG	2.801	3.035	2.747	2.116	2.921	2.670	2.497
CA	1.441	1.430	1.622	1.453	1.436	1.396	1.597
NA	0.997	0.954	0.755	1.119	0.933	1.015	0.815
K	0.045	0.048	0.033	0.081	0.035	0.042	0.044
Tot cat.	15.568	15.566	15.555	15.683	15.483	15.560	15.526

Tab. 10

	1	2	3
SI02	54.74	54.25	53.52
TI02	0.06	0.10	0.05
AL203	2.46	2.65	1.45
CR203	0.16	0.00	0.05
FE203	0.00	0.00	0.00
FEO	15.73	14.49	18.48
MNO	0.10	0.00	0.13
MGO	13.94	14.30	12.29
CAO	12.05	11.87	12.30
NA2O	0.38	0.42	0.30
K2O	0.10	0.12	0.08
TOT	99.71	98.21	98.64

SI	7.797	7.799	7.834
ALIV	0.203	0.201	0.166
	8.000	8.000	8.000
ALVI	0.210	0.249	0.083
TI	0.007	0.011	0.005
CR	0.018	0.000	0.005
FE3+	0.000	0.000	0.000
FE2+	1.874	1.743	2.263
MN	0.012	0.000	0.017
MG	2.959	3.064	2.681
CA	1.840	1.829	1.929
NA	0.104	0.117	0.086
K	0.018	0.022	0.014
Tot cat.	15.042	15.034	15.084

Tab. 11

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
ST02	69.05	68.87	68.07	68.50	68.52	68.59	68.84	68.69	68.59	69.39	66.84	66.87	67.28	65.76	65.98
TI02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AL203	20.14	20.39	19.71	19.53	19.63	19.88	19.83	19.47	19.88	19.99	21.12	20.25	20.46	20.99	21.42
CB203	0.00	0.03	0.06	0.15	0.05	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.14	0.00	0.08	0.00
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PBO	0.05	0.21	0.14	0.20	0.15	0.43	0.18	0.31	0.16	0.06	0.20	0.21	0.14	0.17	0.00
MNO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.10	0.08	0.00	0.00
MGO	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.06	0.01	0.01	0.01	0.00
CAO	0.32	0.31	0.17	0.19	0.09	0.11	0.23	0.12	0.17	0.35	1.46	1.19	1.02	1.61	2.21
NA2O	10.47	10.53	11.98	11.73	11.72	10.26	11.73	11.40	11.63	11.58	11.08	10.87	11.05	10.37	9.80
K2O	0.03	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.03	0.05	0.04	0.12	0.07
TOT	100.14	100.41	100.12	100.37	100.30	99.33	100.93	100.06	100.46	101.39	100.85	99.70	100.06	99.11	99.48
SI	2.996	2.984	2.976	2.986	2.986	3.001	2.982	2.998	2.983	2.987	2.911	2.942	2.945	2.911	2.904
ALIV	1.004	1.016	1.016	1.004	1.009	0.999	1.013	1.002	1.017	1.013	1.085	1.050	1.055	1.089	1.096
ALVI	4.000	4.000	3.992	3.990	3.995	4.000	3.995	3.999	4.000	4.000	3.996	3.992	4.000	4.000	4.000
TI	0.027	0.026	0.000	0.000	0.000	0.027	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.006	0.016
CR	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE3+	0.000	0.001	0.002	0.005	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.005	0.000	0.003	0.000
FE2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	0.002	0.008	0.005	0.007	0.006	0.016	0.007	0.011	0.006	0.002	0.007	0.008	0.005	0.006	0.000
MN	0.003	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000
MG	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.004	0.000	0.000	0.001	0.000
CA	0.015	0.014	0.008	0.009	0.004	0.005	0.011	0.006	0.008	0.016	0.068	0.056	0.048	0.076	0.104
NA	0.882	0.885	1.015	0.992	0.991	0.870	0.985	0.965	0.981	0.967	0.935	0.928	0.938	0.890	0.837
K	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.003	0.002	0.007	0.004
Tot cat.	4.930	4.938	5.022	5.006	5.003	4.921	5.002	4.985	4.998	4.989	5.014	4.996	4.997	4.989	4.960

Tab. 12

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38.43	39.08	38.54	39.09	39.33	39.30	39.28
TiO ₂	0.04	0.05	0.07	0.00	0.09	0.11	0.13
Al ₂ O ₃	26.46	26.81	25.98	26.94	30.27	30.33	30.03
CR ₂ O ₃	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
FE ₂ O ₃	9.91	8.95	10.03	8.94	5.39	4.92	5.10
PBO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MNO	0.07	0.14	0.13	0.10	0.00	0.07	0.00
MGO	0.00	0.02	0.01	0.06	0.10	0.06	0.04
CAO	23.76	23.23	23.28	23.39	23.32	23.47	23.70
NA ₂ O	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	0.03	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00
TOT	98.78	98.33	98.05	98.52	98.56	98.28	98.29
SI	2.992	3.037	3.020	3.032	3.005	3.008	3.011
ALIV	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ALVI	3.000	3.037	3.020	3.032	3.005	3.008	3.011
TI	2.421	2.457	2.400	2.464	2.727	2.738	2.714
CR	0.002	0.003	0.004	0.000	0.005	0.006	0.007
FE ₃ +	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
FE ₂ +	0.581	0.524	0.592	0.522	0.310	0.283	0.294
MN	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MG	0.005	0.009	0.009	0.007	0.000	0.005	0.000
CA	0.000	0.002	0.001	0.007	0.011	0.007	0.005
NA	1.983	1.935	1.955	1.944	1.909	1.925	1.947
MA	0.003	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
K	0.003	0.001	0.001	0.000	0.004	0.000	0.000
Tot cat.	8.002	7.973	7.981	7.975	7.973	7.974	7.979

Tab. 13

	1	2	3	4
SiO ₂	27.81	28.14	25.38	25.58
TiO ₂	0.00	0.03	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	18.25	18.55	19.62	19.01
CR ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.05
FE ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
PBO	25.09	25.60	32.62	33.90
MNO	0.21	0.25	0.33	0.34
MGO	16.07	15.76	9.99	8.93
CAO	0.13	0.16	0.06	0.05
NA ₂ O	0.02	0.09	0.00	0.00
K ₂ O	0.04	0.01	0.01	0.03
TOT	87.62	88.59	88.01	87.89
SI	5.846	5.858	5.552	5.646
ALIV	2.154	2.142	2.448	2.354
ALVI	8.000	8.000	8.000	8.000
TI	2.370	2.411	2.614	2.593
CR	0.000	0.004	0.000	0.001
FE ₃ +	0.000	0.000	0.000	0.000
FE ₂ +	4.412	4.458	5.969	6.257
MN	0.038	0.044	0.061	0.063
MG	5.034	4.889	3.258	2.936
CA	0.028	0.035	0.014	0.013
NA	0.007	0.035	0.000	0.000
K	0.011	0.003	0.002	0.008
Tot cat.	19.901	19.880	19.918	19.879

Tab. 14

	M 1	I 2	I 3	I 4	M 5	I 6	I 7	M 8	M 9	M 10	M 11	M 12	I 13	I 14	I 15
SI02	39.15	38.27	38.27	38.31	38.86	37.84	38.48	38.86	38.51	38.78	38.69	39.06	38.16	38.18	38.17
TI02	0.00	0.00	0.00	0.09	0.02	0.06	0.16	0.07	0.05	0.05	0.00	0.03	0.00	0.08	0.06
AL203	22.01	22.07	22.07	21.65	21.75	21.35	21.50	22.43	21.48	21.66	21.83	21.55	21.52	21.57	21.80
CR203	0.11	0.00	0.00	0.11	0.08	0.03	0.26	0.00	0.07	0.03	0.08	0.00	0.00	0.05	0.01
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FEO	28.83	27.11	27.11	27.35	28.59	26.88	24.82	26.81	26.14	26.26	26.12	26.13	25.39	26.18	27.37
MNO	0.32	0.45	0.45	0.62	0.28	0.53	2.37	0.19	0.37	0.19	0.28	0.24	0.29	0.27	0.55
MGO	2.31	0.99	0.99	1.07	2.24	0.87	0.57	2.27	1.19	2.09	2.43	2.19	1.56	2.19	1.73
CAO	9.98	11.81	11.81	12.42	10.70	12.31	13.28	11.05	13.49	11.83	11.31	12.48	13.04	11.73	11.48
NA2O	0.00	0.03	0.03	0.12	0.09	0.04	0.00	0.11	0.00	0.02	0.05	0.00	0.01	0.00	0.04
K2O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01
TOT	102.71	100.72	100.72	101.75	102.61	99.91	101.45	101.79	101.32	100.90	100.80	101.69	99.98	100.27	101.22

SI	3.014	3.006	3.006	2.993	3.002	3.007	3.010	3.001	3.009	3.023	3.015	3.025	3.009	3.001	2.988
ALIV	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012
	3.014	3.006	3.006	3.000	3.002	3.007	3.010	3.001	3.009	3.023	3.015	3.025	3.009	3.001	3.000
ALVI	1.998	2.044	2.044	1.987	1.981	2.000	1.984	2.042	1.979	1.992	2.006	1.967	2.001	1.999	2.001
TI	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.003	0.009	0.004	0.003	0.003	0.000	0.002	0.000	0.005	0.004
CR	0.006	0.000	0.000	0.007	0.005	0.002	0.016	0.000	0.004	0.002	0.005	0.000	0.000	0.003	0.001
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	1.856	1.781	1.781	1.787	1.847	1.786	1.624	1.732	1.708	1.712	1.703	1.692	1.675	1.721	1.792
MN	0.021	0.030	0.030	0.041	0.018	0.035	0.157	0.012	0.024	0.013	0.018	0.016	0.020	0.018	0.036
MG	0.264	0.115	0.115	0.125	0.258	0.103	0.066	0.261	0.139	0.243	0.282	0.252	0.183	0.257	0.202
CA	0.824	0.994	0.994	1.039	0.885	1.048	1.113	0.914	1.129	0.989	0.945	1.036	1.102	0.988	0.963
NA	0.000	0.004	0.004	0.018	0.014	0.006	0.000	0.017	0.000	0.002	0.008	0.000	0.001	0.000	0.006
K	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.003	0.001	0.000
Tot cat.	7.984	7.974	7.974	8.011	8.012	7.993	7.980	7.983	7.998	7.979	7.983	7.991	7.993	7.993	8.005

	M 16	M 17	I 18	I 19	M 20	M 21	I 22
SI02	38.39	39.06	38.67	38.79	38.23	38.48	38.98
TI02	0.04	0.06	0.14	0.14	0.00	0.08	0.08
AL203	21.79	21.76	21.48	21.81	21.83	21.23	21.99
CR203	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FEO	26.38	26.89	26.00	25.86	27.08	26.94	26.73
MNO	0.28	0.18	0.51	0.38	0.23	0.47	0.31
MGO	2.18	2.12	1.09	1.29	2.25	1.55	1.09
CAO	11.02	11.70	12.95	13.04	11.14	12.11	12.98
NA2O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01
K2O	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
TOT	100.09	101.82	100.86	101.30	100.79	100.96	102.17

SI	3.016	3.023	3.028	3.018	2.994	3.019	3.015
ALIV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000
	3.016	3.023	3.028	3.018	3.000	3.019	3.015
ALVI	2.019	1.985	1.983	2.001	2.009	1.964	2.006
TI	0.002	0.003	0.008	0.008	0.000	0.005	0.004
CR	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	1.733	1.741	1.703	1.684	1.774	1.768	1.729
MN	0.019	0.012	0.034	0.025	0.015	0.031	0.020
MG	0.256	0.244	0.128	0.149	0.262	0.181	0.126
CA	0.928	0.970	1.087	1.088	0.935	1.018	1.076
NA	0.000	0.000	0.002	0.000	0.005	0.000	0.002
K	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
Tot cat.	7.974	7.983	7.973	7.973	8.001	7.994	7.978

Tab. 14

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
STO2	56.72	54.51	54.81	55.43	56.51	55.34	55.77	56.70	55.77	56.25	55.70	56.24	55.59	55.59	55.47
TIO2	0.04	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.12	0.01	0.01	0.00	0.02	0.09	0.09	0.05
AL2O3	10.75	9.01	8.58	8.79	10.87	8.26	9.76	10.39	7.92	10.51	9.93	9.73	8.50	8.50	8.01
CR2O3	0.20	0.03	0.02	0.12	0.06	0.20	0.08	0.09	0.07	0.00	0.13	0.00	0.03	0.03	0.00
FE2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.89	8.59	7.28	7.76	4.65	8.31	5.41	5.20	6.40	5.14	4.67	5.65	6.19	6.19	7.24
MNO	0.00	0.10	0.17	0.00	0.14	0.00	0.10	0.00	0.00	0.13	0.03	0.00	0.04	0.04	0.00
MGO	8.44	7.10	8.17	7.97	8.14	7.80	8.76	8.42	9.00	8.08	8.39	8.47	8.80	8.80	8.76
CAO	13.03	12.97	13.91	13.53	12.86	12.60	13.37	13.52	15.07	13.45	14.02	14.01	15.32	15.32	14.67
NA2O	6.93	6.44	6.34	6.16	7.10	7.06	7.01	6.88	5.87	6.50	6.30	6.67	5.93	5.93	5.95
K2O	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02	0.03	0.05	0.00	0.03	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	101.00	98.87	99.32	99.75	100.34	99.58	100.35	101.37	100.10	100.10	99.16	100.79	100.49	100.49	100.15

SI	2.001	2.005	2.001	2.011	2.005	2.019	1.994	1.999	2.013	2.006	2.005	2.002	1.999	1.999	2.007
ALIV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
	2.001	2.005	2.001	2.011	2.005	2.019	2.000	2.000	2.013	2.006	2.005	2.002	2.000	2.000	2.007
ALVI	0.447	0.391	0.369	0.376	0.455	0.355	0.405	0.431	0.337	0.442	0.421	0.408	0.359	0.359	0.342
TI	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.003	0.001
CR	0.006	0.001	0.001	0.003	0.002	0.006	0.002	0.003	0.002	0.000	0.004	0.000	0.001	0.001	0.000
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	0.144	0.264	0.222	0.235	0.138	0.253	0.162	0.154	0.193	0.153	0.141	0.168	0.186	0.186	0.219
MN	0.000	0.003	0.005	0.000	0.004	0.000	0.003	0.000	0.000	0.004	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000
MG	0.444	0.389	0.445	0.431	0.430	0.424	0.467	0.443	0.484	0.429	0.450	0.449	0.472	0.472	0.473
CA	0.493	0.511	0.544	0.526	0.489	0.492	0.512	0.511	0.583	0.514	0.541	0.535	0.590	0.590	0.569
NA	0.474	0.459	0.449	0.433	0.488	0.499	0.486	0.470	0.411	0.449	0.440	0.461	0.413	0.413	0.417
K	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Tot cat.	4.009	4.026	4.039	4.016	4.011	4.051	4.041	4.017	4.023	3.999	4.002	4.024	4.025	4.025	4.029

	16	17	18	19	20	21	22
STO2	55.74	55.64	55.68	55.24	56.22	56.18	55.28
TIO2	0.15	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
AL2O3	10.36	10.54	8.05	7.34	9.61	10.90	7.31
CR2O3	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.02	0.02
FE2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.66	4.80	6.08	5.67	5.54	4.27	8.58
MNO	0.00	0.00	0.00	0.08	0.05	0.00	0.25
MGO	8.20	8.39	9.55	9.77	8.54	8.69	8.49
CAO	13.45	13.77	15.33	16.11	13.92	13.83	15.67
NA2O	6.53	6.25	5.50	5.35	6.22	6.83	5.39
K2O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
TOT	99.09	99.39	100.28	99.59	100.12	100.73	100.97

SI	2.004	1.996	2.003	2.005	2.010	1.987	2.003
ALIV	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000
	2.004	2.000	2.003	2.005	2.010	2.000	2.003
ALVI	0.439	0.442	0.342	0.314	0.405	0.442	0.312
TI	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
CR	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	0.140	0.144	0.183	0.172	0.166	0.126	0.260
MN	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.008
MG	0.439	0.449	0.512	0.528	0.455	0.458	0.458
CA	0.518	0.529	0.591	0.627	0.533	0.524	0.609
NA	0.455	0.435	0.384	0.377	0.431	0.469	0.379
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Tot cat.	4.000	3.999	4.017	4.027	4.003	4.019	4.030

ANNEXE III : ECLOGITES GP III (échantillon ARO 2).

Tab. 1 : grenat.

Tab. 2 : omphacite (I : inclusion, M : matrice).

Tab. 3 : amphiboles primaires en inclusion dans le grenat (actinote : 21, glaucophane : 2 et 8) et secondaires (barroisite : 48 à 54).

Tab. 4 : zoisites / épidotes (I : inclusion, M : matrice).

Tab. 5 : dolomite (I : inclusion, M : matrice).

Tab. 6 : micas blancs (paragonite : 24 à 61, phengite : 37 et 43).

Tab. 7 : sphène.

couples grenat - omphacite : 13 - 12 I

5 - 6 M

17 - 18 M

20 - 19 M

29 - 28 M

63 - 64 M

couples plagioclase - amphibole : 47 - 48

51 - 52

55 - 54

Tab. 1

	C ₁₀	5	17	20	29	C ₆₂	63
SI02	37.21	38.19	38.64	38.52	38.18	37.89	38.83
TI02	0.03	0.04	0.04	0.06	0.03	0.08	0.05
AL203	21.06	21.35	21.78	21.37	21.41	21.10	21.76
CR203	0.00	0.00	0.10	0.00	0.09	0.09	0.12
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FE0	27.16	29.48	29.05	30.02	29.16	27.92	29.08
MNO	1.40	0.23	0.28	0.51	0.35	0.89	0.25
HGO	1.15	2.56	2.44	1.55	1.89	1.38	2.16
CA0	11.23	9.02	8.95	9.30	9.56	10.69	9.46
NA20	0.00	0.10	0.09	0.06	0.13	0.09	0.09
E20	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00
TOT	99.24	100.97	101.35	101.42	100.80	100.16	101.80

Tab. 2

	I ₁₂	H ₆	H ₁₈	H ₁₉	H ₂₈	H ₆₄
SI02	54.62	55.12	55.70	56.74	55.23	56.41
TI02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.16	0.01
AL203	8.23	8.49	9.41	9.89	8.65	10.08
CR203	0.00	0.00	0.07	0.00	0.02	0.05
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FE0	9.17	9.04	8.55	6.39	7.79	6.30
MNO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00
HGO	7.35	7.32	7.08	7.65	7.47	7.74
CA0	12.60	12.41	11.85	12.39	13.17	12.66
NA20	7.40	7.60	8.07	7.87	7.31	7.12
E20	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00
TOT	99.45	99.98	100.71	100.98	99.88	100.37

SI	2.989	3.002	3.015	3.025	3.009	3.010	3.019
ALIV	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ALVI	3.000	3.002	3.015	3.025	3.009	3.010	3.019
TI	1.984	1.980	2.003	1.979	1.990	1.976	1.995
CR	0.002	0.003	0.002	0.004	0.002	0.005	0.003
FE3+	0.000	0.000	0.006	0.000	0.006	0.006	0.007
FE2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MN	1.825	1.938	1.895	1.972	1.922	1.855	1.891
HG	0.095	0.015	0.018	0.034	0.023	0.060	0.016
CA	0.138	0.299	0.284	0.182	0.222	0.164	0.251
NA	0.967	0.760	0.748	0.783	0.807	0.910	0.788
K	0.000	0.016	0.013	0.009	0.020	0.014	0.014
Tot cat.	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.000
	8.012	8.013	7.985	7.988	8.001	8.003	7.984

SI	2.008	2.012	2.009	2.018	2.009	2.015
ALIV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ALVI	2.008	2.012	2.009	2.018	2.009	2.015
TI	0.357	0.365	0.400	0.415	0.371	0.425
CR	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
FE3+	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001
FE2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MN	0.282	0.276	0.258	0.190	0.237	0.188
HG	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
CA	0.403	0.398	0.381	0.406	0.405	0.412
NA	0.497	0.485	0.458	0.472	0.513	0.484
K	0.528	0.538	0.564	0.543	0.515	0.493
Tot cat.	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
	4.077	4.075	4.072	4.046	4.059	4.019

Tab. 3

	21	2	8	B 48	C 49	C 50	B 52	C 53	B 54
SiO ₂	54.63	55.75	56.35	49.06	49.60	49.55	49.50	48.05	48.92
TiO ₂	0.00	0.04	0.00	0.22	0.20	0.15	0.09	0.14	0.21
Al ₂ O ₃	2.18	10.92	11.78	10.99	11.22	11.06	11.07	10.77	9.96
Cr ₂ O ₃	0.10	0.04	0.12	0.16	0.14	0.00	0.00	0.05	0.51
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	12.53	13.05	13.00	13.10	13.87	12.88	12.95	13.36	12.81
MnO	0.00	0.02	0.24	0.08	0.09	0.00	0.09	0.00	0.00
MgO	15.82	8.44	8.93	11.66	10.96	11.92	11.90	12.91	12.69
CaO	9.85	0.95	1.48	8.19	7.37	7.76	7.85	8.89	9.59
Na ₂ O	1.60	7.26	6.75	4.06	4.26	4.02	4.01	3.43	3.08
K ₂ O	0.15	0.01	0.00	0.21	0.28	0.29	0.24	0.29	0.31
TOT	96.85	96.48	98.64	97.72	97.98	97.62	97.70	97.88	98.08

SI	7.878	7.891	7.799	7.082	7.143	7.131	7.123	6.957	7.056
ALIV	0.122	0.109	0.201	0.918	0.857	0.869	0.877	1.043	0.944
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
ALVI	0.249	1.714	1.721	0.953	1.047	1.007	1.002	0.796	0.750
TI	0.000	0.005	0.000	0.024	0.022	0.016	0.010	0.015	0.023
CR	0.011	0.004	0.013	0.018	0.016	0.000	0.000	0.005	0.059
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	1.511	1.545	1.505	1.582	1.670	1.551	1.559	1.618	1.545
MN	0.000	0.002	0.028	0.010	0.011	0.000	0.010	0.000	0.000
MG	3.400	1.780	1.842	2.509	2.352	2.556	2.552	2.785	2.727
CA	1.522	0.144	0.220	1.267	1.137	1.196	1.211	1.379	1.483
NA	0.447	1.994	1.811	1.136	1.189	1.122	1.119	0.963	0.860
K	0.027	0.001	0.000	0.038	0.051	0.052	0.044	0.053	0.057
Tot cat.	15.168	15.188	15.139	15.537	15.495	15.502	15.508	15.614	15.503

Tab. 4

	I 1	M 32	M 34	M 35	M 42
SiO ₂	38.11	38.11	39.06	39.16	39.23
TiO ₂	0.12	0.18	0.24	0.13	0.27
Al ₂ O ₃	24.94	28.57	30.20	29.57	29.71
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	11.55	5.61	5.17	4.78	4.91
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.20	0.09	0.07	0.07
CaO	22.97	23.13	23.42	24.25	23.94
Na ₂ O	0.11	0.14	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.03	0.08	0.00	0.00	0.01
TOT	98.04	96.00	98.20	97.98	98.12

Tab. 5

	I 4	M 36	M 39	M 40	M 68
SiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	10.85	9.43	8.15	10.32	11.32
MnO	0.01	0.15	0.01	0.04	0.61
MgO	15.21	16.51	17.11	14.94	13.25
CaO	29.48	29.46	29.82	28.46	28.80
Na ₂ O	0.12	0.04	0.03	0.15	0.13
K ₂ O	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00
TOT	55.70	55.68	55.12	53.98	54.11

SI	3.006	3.003	2.996	3.016	3.014
ALIV	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000
	3.006	3.003	3.000	3.016	3.014
ALVI	2.320	2.655	2.726	2.685	2.691
TI	0.007	0.011	0.014	0.007	0.016
CR	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
FE3+	0.686	0.333	0.298	0.277	0.284
FE2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MN	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000
MG	0.000	0.023	0.010	0.008	0.007
CA	1.941	1.953	1.925	2.001	1.971
NA	0.017	0.021	0.000	0.002	0.000
K	0.003	0.008	0.000	0.000	0.001
Tot cat.	7.994	8.006	7.975	7.996	7.983

SI	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
ALIV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
ALVI	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
TI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CR	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	0.858	0.735	0.636	0.840	0.935
MN	0.001	0.012	0.001	0.003	0.051
MG	2.143	2.294	2.379	2.166	1.952
CA	2.986	2.943	2.982	2.968	3.049
NA	0.022	0.008	0.006	0.028	0.025
K	0.004	0.003	0.000	0.001	0.000
Tot cat.	6.013	6.001	6.003	6.011	6.013

Tab. 6

	24	33	35	61	37	43
SI02	44.55	46.82	46.61	46.70	51.90	52.00
TI02	0.00	0.09	0.00	0.02	0.14	0.24
AL203	40.22	38.16	39.50	38.97	24.59	25.39
CR203	0.02	0.08	0.17	0.00	0.00	0.03
FE203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FE0	0.44	0.66	0.21	0.25	2.48	2.42
MNO	0.06	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00
MGO	0.08	0.41	0.19	0.37	4.12	4.07
CA0	1.06	0.15	0.26	0.13	0.00	0.00
NA20	7.80	7.28	7.88	7.88	0.19	0.36
K20	0.22	1.56	0.58	0.30	11.15	10.49
TOT	94.45	95.19	95.41	94.66	94.58	95.00

Tab. 7

	47	51	55
SI02	66.95	67.84	68.73
TI02	0.00	0.00	0.00
AL203	20.16	19.63	19.81
CR203	0.00	0.00	0.00
FE203	0.00	0.00	0.00
FE0	0.07	0.17	0.12
MNO	0.15	0.00	0.04
MGO	0.03	0.08	0.03
CA0	0.25	0.17	0.23
NA20	12.54	12.31	12.23
K20	0.06	0.05	0.07
TOT	100.51	100.24	101.26

Tab. 8

	44
SI02	30.79
TI02	37.84
AL203	2.17
CR203	0.01
FE203	0.00
FE0	0.26
MNO	0.00
MGO	0.00
CA0	28.52
NA20	0.08
K20	0.03
TOT	99.70

	5778	6.033	5.960	6.004	7.004	6.957
SI	2.222	1.967	2.040	1.996	0.996	1.043
ALIV	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
ALVI	3.928	3.832	3.916	3.912	2.916	2.963
TI	0.000	0.009	0.000	0.001	0.014	0.024
CR	0.002	0.008	0.018	0.000	0.000	0.003
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FE2+	0.048	0.071	0.023	0.026	0.279	0.270
MN	0.006	0.000	0.000	0.006	0.001	0.000
HG	0.016	0.078	0.036	0.070	0.829	0.812
CA	0.147	0.020	0.036	0.018	0.000	0.000
NA	1.961	1.818	1.953	1.964	0.051	0.093
K	0.037	0.256	0.095	0.049	1.919	1.791
Tot cat.	14.145	14.092	14.077	14.047	14.011	13.956

	SI	ALIV	ALVI	TI	CR	FE3+	FE2+	MN	HG	CA	NA	K	Tot cat.
SI	1.005												
ALIV	0.000												
ALVI	1.005												
TI	0.084												
CR	0.929												
FE3+	0.000												
FE2+	0.007												
MN	0.000												
HG	0.000												
CA	0.997												
NA	0.005												
K	0.001												
Tot cat.	3.028												

Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). 95F.
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986). 100F.
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). EPUISE
- N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.
- N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.
- N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265F.

- N°16 - E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE** - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1987). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE** - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1986). 145F.
- N°20 - J.P. GRATTIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1987). 85F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 15,00 F.				
Total				
Frais d'envoi				
Montant total				

Veuillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

Imprimé au CAESS

Dépôt Légal

2ème trimestre 1988

RESUME :

Cette thèse a pour objet l'étude de la structure, de la déformation et de l'histoire P-T alpines de l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales), qui représente sur la transversale du Val d'Aoste la partie distale de la paléomarge européenne.

La première partie est consacrée à l'analyse de la structure et de la déformation des unités penniques de la région de Cogne (Val d'Aoste, Italie).

La structure générale des zones internes des Alpes N-occidentales est rappelée et réexaminée. Cette discussion montre l'existence de deux unités indépendantes au sein de la "Nappe de la Dent-Blanche" et permet de préciser l'empilement initial des nappes (de bas en haut : Nappe du Grand Paradis-Mont Rose, unités océaniques de la Zone de Zermatt, Nappe de l'Emilius).

La structure et la déformation des deux unités basales de cet empilement sont ensuite détaillées. Après avoir décrit la constitution lithologique et la structure antéalpine de ces unités, la géométrie de l'empilement de nappes est rappelée : les unités océaniques chevauchent l'unité du Grand Paradis, elle-même charriée sur l'Unité du Money, à affinité brançonnaise.

La déformation est caractérisée, en particulier dans l'unité du Grand Paradis, par son hétérogénéité. Dans les deux unités, la déformation majeure, intense et non-coaxiale a lieu en conditions rétomorphiques (faciès amphibolite à albite-épidote soit environ 500°C, 6-8 kbar) : elle est associée à la construction de l'empilement de nappes, c'est-à-dire à un déplacement de ces unités d'E en W selon une direction N 90-100.

L'histoire P-T de l'Unité du Grand Paradis est établie dans la deuxième partie où sont décrites les métabasites éclogitiques.

Après avoir rappelé le contexte structural et la nature des protolithes des éclogites, les observations texturales et minéralogiques permettent la distinction de trois types d'éclogites : celles-ci diffèrent par leur composition globale, les paragenèses récentes et leur histoire réactionnelle.

Sur ces bases, il est possible d'établir l'évolution des conditions P-T à laquelle ces roches ont été soumises : cette histoire P-T est essentiellement caractérisée par une décompression isotherme, les assemblages éclogitiques ayant cristallisé aux environs de 500°C, 12-16 kbar.

Une approche du comportement de la phase fluide lors des processus réactionnels est enfin tentée : la préservation des paragenèses éclogitiques au coeur des lentilles basiques s'explique par la répartition spatiale et temporelle des processus de tamponnage/infiltration.

Ces données structurales et pétrologiques permettent en conclusion une discussion de l'histoire de la collision dans les Alpes occidentales (3ème partie);

Cette discussion est menée sous la forme d'une comparaison des histoires tectonométamorphiques des parties distales des deux paléomarges européenne (Nappe du Grand Paradis) et austroalpine (Nappe de l'Emilius : micaschistes éclogitiques en Zone Sesia Lanzo).

La confrontation de l'histoire tectonométamorphique de ces deux unités avec les données géochronologiques et les modèles thermiques montre que la collision alpine a eu lieu en deux étapes majeures : la première, éoalpine, au Crétacé et la deuxième, alpine s.s., à la limite Eocène-Oligocène.

Mots-clés : Alpes occidentales - Grand Paradis - Tectonique - Pétrologie - Eclogites - Histoire P-T - collision alpine.